This is a digital copy of a book that was preserved for generations on library shelves before it was carefully scanned by Google as part of a project to make the world's books discoverable online.

It has survived long enough for the copyright to expire and the book to enter the public domain. A public domain book is one that was never subject to copyright or whose legal copyright term has expired. Whether a book is in the public domain may vary country to country. Public domain books are our gateways to the past, representing a wealth of history, culture and knowledge that's often difficult to discover.

Marks, notations and other marginalia present in the original volume will appear in this file - a reminder of this book's long journey from the publisher to a library and finally to you.

Usage guidelines

Google is proud to partner with libraries to digitize public domain materials and make them widely accessible. Public domain books belong to the public and we are merely their custodians. Nevertheless, this work is expensive, so in order to keep providing this resource, we have taken steps to prevent abuse by commercial parties, including placing technical restrictions on automated querying.

We also ask that you:

+ *Make non-commercial use of the files* We designed Google Book Search for use by individuals, and we request that you use these files for personal, non-commercial purposes.

+ *Refrain from automated querying* Do not send automated queries of any sort to Google's system: If you are conducting research on machine translation, optical character recognition or other areas where access to a large amount of text is helpful, please contact us. We encourage the use of public domain materials for these purposes and may be able to help.

+ *Maintain attribution* The Google "watermark" you see on each file is essential for informing people about this project and helping them find additional materials through Google Book Search. Please do not remove it.

+ *Keep it legal* Whatever your use, remember that you are responsible for ensuring that what you are doing is legal. Do not assume that just because we believe a book is in the public domain for users in the United States, that the work is also in the public domain for users in other countries. Whether a book is still in copyright varies from country to country, and we can't offer guidance on whether any specific use of any specific book is allowed. Please do not assume that a book's appearance in Google Book Search means it can be used in any manner anywhere in the world. Copyright infringement liability can be quite severe.

About Google Book Search

Google's mission is to organize the world's information and to make it universally accessible and useful. Google Book Search helps readers discover the world's books while helping authors and publishers reach new audiences. You can search through the full text of this book on the web at `http://books.google.com/`

Über dieses Buch

Dies ist ein digitales Exemplar eines Buches, das seit Generationen in den Regalen der Bibliotheken aufbewahrt wurde, bevor es von Google im Rahmen eines Projekts, mit dem die Bücher dieser Welt online verfügbar gemacht werden sollen, sorgfältig gescannt wurde.

Das Buch hat das Urheberrecht überdauert und kann nun öffentlich zugänglich gemacht werden. Ein öffentlich zugängliches Buch ist ein Buch, das niemals Urheberrechten unterlag oder bei dem die Schutzfrist des Urheberrechts abgelaufen ist. Ob ein Buch öffentlich zugänglich ist, kann von Land zu Land unterschiedlich sein. Öffentlich zugängliche Bücher sind unser Tor zur Vergangenheit und stellen ein geschichtliches, kulturelles und wissenschaftliches Vermögen dar, das häufig nur schwierig zu entdecken ist.

Gebrauchsspuren, Anmerkungen und andere Randbemerkungen, die im Originalband enthalten sind, finden sich auch in dieser Datei – eine Erinnerung an die lange Reise, die das Buch vom Verleger zu einer Bibliothek und weiter zu Ihnen hinter sich gebracht hat.

Nutzungsrichtlinien

Google ist stolz, mit Bibliotheken in partnerschaftlicher Zusammenarbeit öffentlich zugängliches Material zu digitalisieren und einer breiten Masse zugänglich zu machen. Öffentlich zugängliche Bücher gehören der Öffentlichkeit, und wir sind nur ihre Hüter. Nichtsdestotrotz ist diese Arbeit kostspielig. Um diese Ressource weiterhin zur Verfügung stellen zu können, haben wir Schritte unternommen, um den Missbrauch durch kommerzielle Parteien zu verhindern. Dazu gehören technische Einschränkungen für automatisierte Abfragen.

Wir bitten Sie um Einhaltung folgender Richtlinien:

+ *Nutzung der Dateien zu nichtkommerziellen Zwecken* Wir haben Google Buchsuche für Endanwender konzipiert und möchten, dass Sie diese Dateien nur für persönliche, nichtkommerzielle Zwecke verwenden.

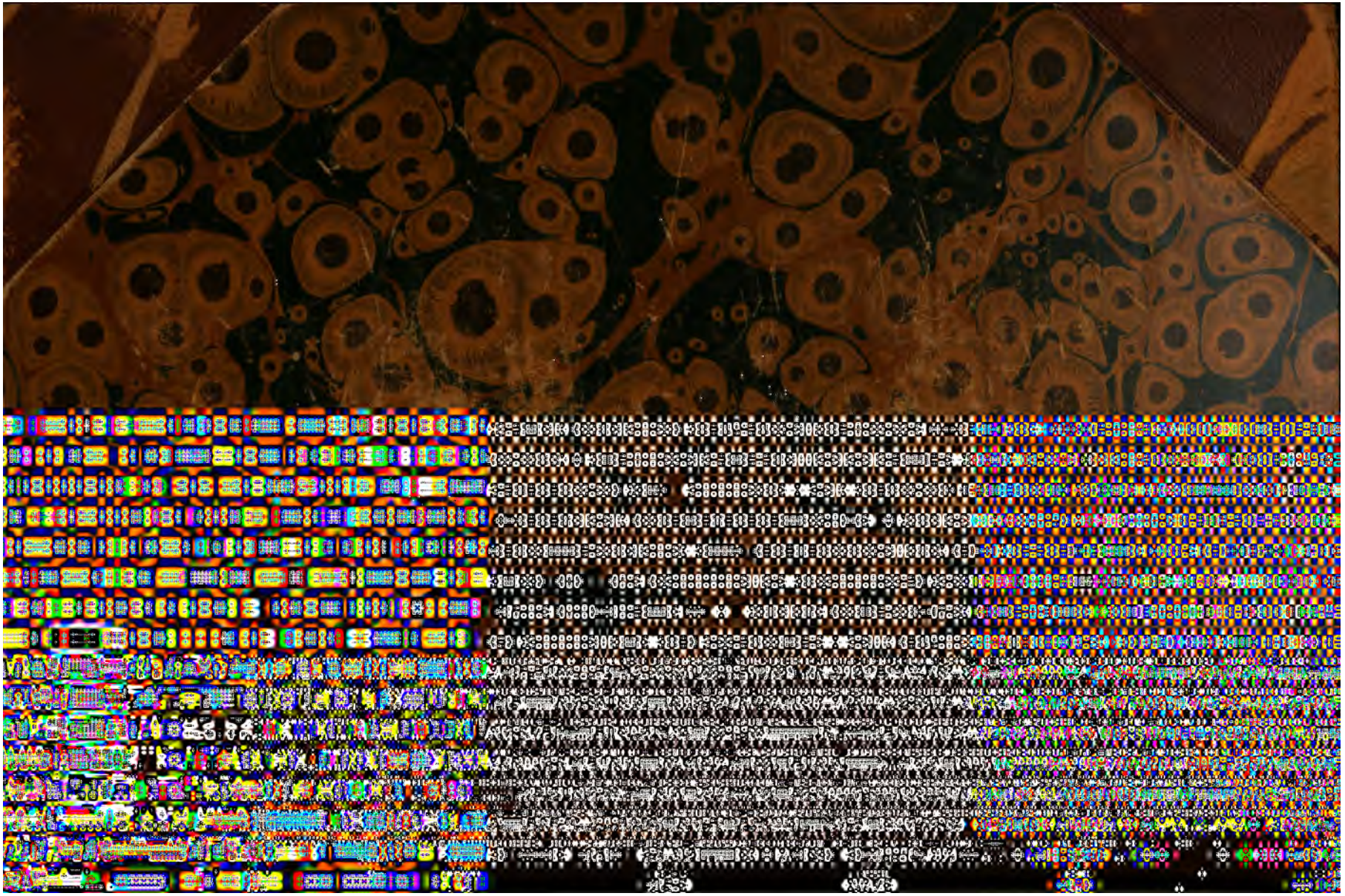
+ *Keine automatisierten Abfragen* Senden Sie keine automatisierten Abfragen irgendwelcher Art an das Google-System. Wenn Sie Recherchen über maschinelle Übersetzung, optische Zeichenerkennung oder andere Bereiche durchführen, in denen der Zugang zu Text in großen Mengen nützlich ist, wenden Sie sich bitte an uns. Wir fördern die Nutzung des öffentlich zugänglichen Materials für diese Zwecke und können Ihnen unter Umständen helfen.

+ *Beibehaltung von Google-Markenelementen* Das "Wasserzeichen" von Google, das Sie in jeder Datei finden, ist wichtig zur Information über dieses Projekt und hilft den Anwendern weiteres Material über Google Buchsuche zu finden. Bitte entfernen Sie das Wasserzeichen nicht.

+ *Bewegen Sie sich innerhalb der Legalität* Unabhängig von Ihrem Verwendungszweck müssen Sie sich Ihrer Verantwortung bewusst sein, sicherzustellen, dass Ihre Nutzung legal ist. Gehen Sie nicht davon aus, dass ein Buch, das nach unserem Dafürhalten für Nutzer in den USA öffentlich zugänglich ist, auch für Nutzer in anderen Ländern öffentlich zugänglich ist. Ob ein Buch noch dem Urheberrecht unterliegt, ist von Land zu Land verschieden. Wir können keine Beratung leisten, ob eine bestimmte Nutzung eines bestimmten Buches gesetzlich zulässig ist. Gehen Sie nicht davon aus, dass das Erscheinen eines Buchs in Google Buchsuche bedeutet, dass es in jeder Form und überall auf der Welt verwendet werden kann. Eine Urheberrechtsverletzung kann schwerwiegende Folgen haben.

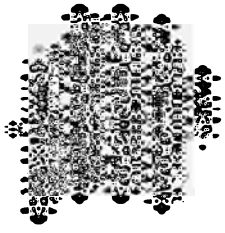
Über Google Buchsuche

Das Ziel von Google besteht darin, die weltweiten Informationen zu organisieren und allgemein nutzbar und zugänglich zu machen. Google Buchsuche hilft Lesern dabei, die Bücher dieser Welt zu entdecken, und unterstützt Autoren und Verleger dabei, neue Zielgruppen zu erreichen. Den gesamten Buchtext können Sie im Internet unter `http://books.google.com` durchsuchen.



Library.
LEGACY.
as shall be most
Library, so as
the objects
ge."
1892

Die Erde.



Die

Klimate der Erde.

Von

Alexander Woeikof

Dr. A. Woeikof,

Professor der phys. Geographie an der Universität St. Petersburg,
Präsident der meteorologischen Commission der K. Russ. geogr. Gesellschaft ꝛc.

Nach dem Russischen.

Vom Verfasser besorgte, bedeutend veränderte deutsche Bearbeitung.

Mit 10 Karten und 13 Diagrammen nebst Tabellen.

Erster Teil.

Jena,
Hermann Costenoble.
1887.

~~Mct 201.5~~
~~PhG 6058.81~~
KF 24574
(1)

HARVARD COLLEGE
DEC 18 1897
LIBRARY.

Mary Osgood fund.

Vorwort zur deutschen Bearbeitung.

Ich hatte schon seit Jahren klimatische Beschreibungen einzelner Länder in russischer wie in fremden Sprachen verfaßt, und einen großen Teil der Erde bereist, als ich zu der Erkenntnis kam, daß ein Werk über die Klimate der Erde wünschenswert wäre. Natürlich war das vorher Geleistete ungenügend, es mußte bedeutend mehr Material gesammelt, und endlich die Ausarbeitung desselben begonnen werden. Die Arbeit ging langsam von statten, namentlich, da auch ein Verleger schwer zu finden war. Jedoch bald wurde die Schwierigkeit überwunden, und die kartographische Anstalt von A. Iljin übernahm den Verlag, so daß im Sommer 1883 der Druck begann; jedoch erst im Juni 1884 wurde das Werk fertig. Eine Rezension von kompetenter Seite (Dr. W. Köppen) machte das deutsche wissenschaftliche Publikum damit bekannt und etwas über ein Jahr später äußerten einige Kollegen den Wunsch, eine deutsche Übersetzung resp. Bearbeitung erscheinen zu sehen. Dies war mir natürlich sehr erwünscht, und bald erhielt ich auch eine Einladung dazu von der Verlagsbuchhandlung Hermann Costenoble in Jena.

Einige Kapitel wurden, mit wenigen Abänderungen, übersetzt, andere aber erheblich abgeändert. Die bedeutendsten Änderungen betreffen die sechs ersten Kapitel des Originals, welche in der deutschen Bearbeitung zu zweien zusammengezogen sind, während

hingegen das Kapitel 7 in letzterer neu entstand. Da zwischen dem Abschlusse des Originales und demjenigen der deutschen Bearbeitung drei Jahre vergingen (Juni 1883 bis Juni 1886), so konnte manches neue, schätzenswerte Material benutzt werden.

Die Arbeit mußte naturgemäß in zwei Teile geteilt werden, der erste Teil ist den allgemeinen Begriffen gewidmet und schließt mit einer kurzen Skizze über die Verteilung der Temperatur ꝛc. auf der Oberfläche der Erde, welcher dann Zahlentabellen folgen.

Der zweite Teil ist der Beschreibung des Klimas der einzelnen Länder gewidmet, wobei dem russischen Reiche ein bedeutender Anteil gewidmet wurde.

Zentraleuropa mußte knapp behandelt werden, in Betracht des unbedeutenden Raumes, welchen es auf dem Erdball einnimmt, wie auch weil es den Lesern Bekanntes bietet. Die einzige Ausnahme bilden etwas ausführliche Zitate aus Hann's „Temperaturverhältnisse der österreichischen Alpenländer", weil dieses Werk vor kurzem erschienen und in einer wenig verbreiteten Zeitschrift gedruckt ist.

Dank den Verlegern des Originals wie der deutschen Bearbeitung, war es mir möglich, die Arbeit durch zahlreiche Karten und graphische Tabellen illustrieren zu können. In der deutschen Bearbeitung ist die Zahl der Karten dieselbe geblieben (10), die Zahl der Tabellen um eine vermindert worden (von 14 auf 13), welche mir nach reiflicher Erwägung überflüssig erschien. Andererseits wurden die Karten der Verteilung des Luftdruckes und der Temperatur auf dem Erdball neu gezeichnet, ebenso auch die graphischen Tabellen II bis inkl. X und XXIII, mit zweckmäßigerer Anordnung und Benutzung neuen Materials.

Die deutsche wissenschaftliche Litteratur besitzt seit 1883 das vortreffliche „Handbuch der Klimatologie" von J. Hann. Das Erscheinen eines anderen, demselben Gegenstande gewidmeten Buches in deutscher Sprache würde überflüssig sein, wenn nicht die Behandlung des Stoffes eine sehr verschiedene wäre. Es fehlen bei mir die klimatischen Schilderungen der Länder aus

Berichten der Reisenden*), während hingegen der erste, allgemeine Teil ausführlicher ist, und namentlich dem Wasser in fester und flüssiger Form besonders viel Aufmerksamkeit gewidmet ist. (Kapitel 3 bis 7, gr. Tab. XXII).

*) Eine Ausnahme bilden nur einige Zitate aus den Reisewerken N. M. Prjewalskys im Kapitel 33.

Halle, 1. Dezember 1886.

A. Woeikof.

Inhaltsverzeichnis.

Erster Teil.

Seite

Vorwort I

Kapitel 1.

Luftdruck und Winde. Temperaturänderungen in auf- und absteigenden Luftströmungen 1

(Ursache der Winde überhaupt. Strömungen vom höheren zum niedrigeren Luftdrucke. Ursprung der Passate. Gradienten. Ablenkung der Luftströmungen durch die Erdrotation, auch längs der Parallele. Reibung. Isobaren. Cyklonen und Anticyklonen. Änderungen der Temperatur in auf- und absteigenden Luftströmungen. Föhnwinde.)

Kapitel 2.

Luftfeuchtigkeit, Verdunstung, Bewölkung, Niederschläge 17

(Veränderlichkeit des Wassergehaltes der Luft durch Neubildung und Kondensation. Beschränkte Anwendbarkeit des Daltonschen Gasgesetzes auf den Wasserdampf der Luft. Verdunstung. Unterschied der möglichen und der wirklichen. Kondensation des Wasserdampfes der Luft durch die Gewässer. Desgl. durch Schnee und Gletscher. Ursachen der Niederschläge. Mengen des in kurzer Zeit ausgeschiedenen Wasserdampfes. Nebel. Tau. Reif. Größte Regenmengen an einem Tage. Die Ozeane nicht die einzigen Quellen des Wasserdampfes der Luft. Große Regen fern vom Ozeane. Das in Europa fallende Wasser entstammt nicht tropischen Ozeanen. Rasche Aufeinanderfolge von Verdunstung und Niederschlag. Häufigkeit und Dauer der Regen. Größte Regenmenge an einem Tage

Seite

dort, wo viel Regen fällt. Bevölkung. Dauer des Sonnenscheines.)

Kapitel 3.

Flüsse und Landseen als Produkte des Klimas 39
(Verhältnis von Wasserhöhe und Wassermenge. Durchlässigkeit des Bodens. Verdunstung. Seenflüsse. Flußtypen. Berechnungen der Flußwassermenge auf der Erde. Unwahrscheinlichkeit der früheren Hypothesen. Landseen als Resultate der Niederschläge. Einteilung in süße und brackige. Übergang bei Änderung des Klimas. Das Verschwinden der Seen nicht immer vom Klima abhängig. Bilanz der Gewässer der Landseen. Wichtigkeit ihrer Bestimmung. Folgen der Trennung einiger Binnenmeere vom Ozeane.)

Kapitel 4.

Einfluß einer Schneeoberfläche auf das Klima 56
(Verschiedenheit der Folgen von Regen und Schnee. Schneebedeckung großer Flächen der nördlichen Halbkugel im Winter. Einfluß der Schneeschmelze auf die Temperatur. Ausstrahlung der Wärme. Wärmereaktionen bei der Bildung und der Schmelze von Schnee und Eis und ihr Wechsel in Ort und Zeit. Eis der Ozeane. Gletscher und Eisberge. Einfluß auf die Temperatur des Meerwassers, auf die Temperatur des Sommers. Mutmaßliche Sommertemperatur eines von Festland umringten Poles. Unterschied von Schnee und Eis. Lockeres Gefüge. Schlechte Leitung der Wärme. Einfluß auf Luft und Boden. Schneearmer Dezember 1877 in Ostrußland. Schneereicher Dezember 1879 in Zentraleuropa. Einfluß des Schnees auf Luftfeuchtigkeit. Unbedeutender Einfluß der Sonnenstrahlen auf den Schnee. Gang der Schneeschmelze im Frühlinge auf großen Kontinenten. Zufuhr warmer Luft. Beispiele aus den Polargegenden. Einfluß der Schneeschmelze auf die Temperatur der Frühlingsmonate. Frühling 1848 und 1867 in Rußland. Wichtigkeit von Nachrichten über Änderungen der Schneedecke.)

Kapitel 5.

Die klimatischen Verhältnisse des beständigen Schnees und der Gletscher 82
(Begriff des beständigen Schnees. Abhängigkeit der unteren Schneegrenze von der Sommertemperatur und umgekehrt. Untere Firngrenze als Schneelinie. Ihre Höhe in verschiedenen Gebirgen. Abhängigkeit von der Menge des fallenden Schnees. Gletscher. Bewegliches Gleichgewicht derselben. Abgang der Gletscher. Einfluß der Temperatur und

Seite

Schneemenge. Keine Gletscher bei geringem Schneefalle und niedriger Temperatur. Tabelle der Höhe des unteren Randes der Gletscher. Gegensatz von Sibirien und Neuseeland. Kontinentale Eisdecken. Mutmaßungen über deren Maximaldicke. Verhältnisse der hohen Südbreiten. Sommertemperatur unter 0°. Schnee im Hochsommer. Einfluß auf die Meere. Einfluß einer höheren Temperatur der Meere auf Verdunstung und Gletscherbildung. Hypothese über „Eiskalotten vom 45.° bis 90.°.)

Kapitel 6.

Die Temperatur der Gewässer 107

(Wärmekapazität des Wassers. Süßwasser-Seen. Einfluß der Temperatur der größten Dichte (4°C). Genfersee. Anhäufung von Wärme im Sommer. Langsame Abkühlung. Konvektionsströmungen. Temperatur der Oberfläche höher als diejenige der Luft, diejenige der ganzen Masse und des Grundes niedriger. Thermische Bilanz des Genfersees. Mittelländisches Meer. Süßwasserseen kälterer Klimate. Komplizierte Verhältnisse. Ladoga. Baikal. Salzseen. Einfluß der niedrigeren Temperatur der Maximaldichte, namentlich wo dieselbe unter den Gefrierpunkt sinkt. Kaspi. Iletzker See. Einfluß der Salzseen auf das Klima. Ozeane. Verbindung mit einander. Tiefe Temperatur der ganzen Wassersäule. Strömungen in der Tiefe, erzeugt durch Unterschiede der Temperatur. Deren langsame Bewegung. Eisbildung auf den Ozeanen. Mehr zusammenhängendes Meereis auf der nördlichen Halbkugel. Ursachen. Abkühlung der ganzen Wassermasse auf der südlichen Halbkugel. Die Hypothese, das Eis der hohen südlichen Breiten sei Meereis. Gründe dagegen. Dicke des Eises in einem Jahre. Weyprechts Berechnung. Wirkung der Bewegung des Meerwassers auf die Abkühlung der Oberfläche im Sommer. Wirkung der Meeresströmungen auf die Lufttemperatur.)

Kapitel 7.

Verschiedenheit der Temperaturverteilung im Festen und Flüssigen und ihr Einfluß auf die Temperatur des Erdballes 146

(Einfluß der Beweglichkeit der Wasserteilchen auf die Abkühlung der Wassermassen. Viel kleinere Abkühlung der Festlandmassen. Temperaturen in der Tiefe in Speerenberg und Jakutsk. Hat die Temperatur des Bodens und der Gewässer ein Gleichgewicht erreicht? Bedingungen der Frage. Wahrscheinliche fortdauernde Abkühlung der Meere höherer südlicher Breiten. Notwendigkeit weiterer Forschungen. Hauptsächliche Aufgaben.)

Seite

Kapitel 8.

Die täglichen und jährlichen Änderungen der Temperatur der Luft . 153
(Tägliche Amplitude und Periode. Breite und Jahreszeit. Das Waſſer. Beſchaffenheit der Schichten des Feſtlandes. Entfernung von der Maſſe des Feſtlandes. Diathermanſie der Luft. Beobachtungen in Ballon captifs. Einfluß der topographiſchen Lage auf die tägliche Amplitude und Periode. Tag und Nacht. Thäler, Hügel und Berge. Beiſpiele. Große Amplitude in Hochthälern und Hochplateaus. Größerer Unterſchied von Berg und Thal an klaren Tagen. Jährliche Periode der Temperatur. Einfluß der Breite. Vergleich mit der täglichen.)

Kapitel 9.

Tägliche Änderung der Hydrometeore 184
(Entgegengeſetzter täglicher Gang der Temperatur und relativen Feuchtigkeit. Abſolute Feuchtigkeit. Zunahme in der Mitte des Tages. Abnahme. Tägliche Amplitude der relativen Feuchtigkeit. Ihre Größe in Wüſten. Vergleich von Wüſte und Oaſe, Hügel und Thal. Gebirgsgegenden. Zunahme der abſoluten Feuchtigkeit am Mittag auf iſolierten Bergen, kleine tägliche Amplitude der relativen. Täglicher Gang der Bewölkung und Niederſchläge. Verwickelte Verhältniſſe.)

Kapitel 10.

Täglicher Gang des Luftdruckes und der Winde 198
(Doppelte tägliche Periode des Luftdruckes, große Tagſchwankung im Innern der Kontinente. Einfluß der Jahreszeit, der Hydrometeore. Einfache Periode in ſehr trockenen Thälern. Änderung der Periode mit der Jahreszeit. Verhältniſſe iſolierter Berge. Zuſammenhang der Luftdruck- und Temperaturſchwankung. In den Tropen große Schwankungen ſelbſt an bewölkten Tagen. Urſache. Hypotheſe großer Luftbewegungen längs der Parallele durch die tägliche Schwankung des Luftdruckes erzeugt. Ihre Unwahrſcheinlichkeit. Tägliche Periode der Windſtärke. Kontinentaler Typus mit Verſtärkung gegen Mittag. Entgegengeſetzt auf iſolierten Bergen. Köppens Theorie. Verhältniſſe auf dem Ozeane.)

Kapitel 11.

Temperaturveränderung mit der Höhe in „Bergländern und in der freien Atmoſphäre 208
(Höhe an ſich und Entfernung von der Oberfläche der Erde. Beobachtungen in Luftballons. Verſchiedene Arten der Be-

Seite

rechnung. Mendeleefs Formel. Prüfung derselben. Keine niedrige Minima auf isolierten Bergen und großen Höhen in der freien Luft. Temperaturänderungen mit der Höhe in der unteren Luftregion. Einfluß der topographischen Lage. Relative Kälte der Thäler im Winter, Wärme im Sommer. Einfluß einer Schneelage. Temperaturabnahme mit der Höhe in verschiedenen Regionen. Große Abnahme im Winter in Norddeutschland und Schottland, kleine in den Alpen. Fälle von Zunahme der Temperatur mit der Höhe. Anticyklonen. Verhältnisse Ostsibiriens.)

Kapitel 12.

Einfluß des Klimas auf die Vegetation 241

(Direkte und indirekte Einflüsse des Klimas. Temperatursummen. Sonnenlicht. Unperiodischer Typus feuchter Tropenländer. Einfluß geologischer Verhältnisse. Wechsel der Vegetation durch menschliche Thätigkeit. Ozeanische Inseln. Natürlicher Fruchtwechsel. Vorsicht in Schlüssen auf das Klima aus der Vegetation. Die Eiche. Wälder und Steppen. Einfluß nicht allein des Klimas, sondern auch des Kampfes ums Dasein. Waldkulturen in Steppen. Kulturpflanzen. Ihre Verbreitung abhängig von ökonomischen Verhältnissen. Irrtümer bei Nichtbeachtung derselben. Weizen. Kaffeebaum.)

Kapitel 13.

Einfluß der Vegetation, besonders der Wälder, auf das Klima . . 270

(Art des Einflusses. Dissoziation der Kohlensäure. Verdunstung von Wasser. Beobachtuug der Forststationen. Milderung der Temperaturextreme durch den Wald. Bodentemperatur. Luftfeuchtigkeit. Verdunstung. Besonderer Einfluß des Schutzes vor Winden. Niederschläge. Einfluß der Wälder auf große Strecken. Milderung der Hitze und Trockenheit im nördlichen Indien und am Amazonas. Milderung der Julitemperatur in mittleren Breiten durch den Wald. Einfluß der Wälder der Tropen auf die Niederschläge. Der Malaiische Archipel. Regen und Vegetation. Notwendigkeit einer gewissen Menge Niederschlages für den Wald. Gleichgiltigkeit der Zeit derselben.)

Kapitel 14.

Die nicht periodischen Änderungen der Temperatur und der Niederschläge 296

(Frühere Studien über nicht periodische Änderungen der Temperatur. Arbeiten Doves. Tabelle für einige Monate

Seite

1877—79. Ist immer eine Kompensation vorhanden? Die Tropen. Änderungen der anderen Elemente, namentlich der Regenmenge. Mittlere Anomalie.)

Kapitel 15.

Veränderlichkeit der Temperatur von Tag zu Tag 307

(Unterscheidung von der mittleren Anomalie. Untersuchung Hanns. Tabelle. Größte Anomalie im Inneren von Nordamerika und Westsibirien, kleinste am Äquator. Große Veränderlichkeit bei kleiner mittlerer Anomalie im Sommer in Australien. Dasselbe und umgekehrt an einzelnen Monaten in Rußland. Relativ geringer Betrag beider in Ostsibirien. Desgl. im Sommer in hoher Breiten. Wirkung der Eisschmelze.)

Kapitel 16.

Allgemeine Bemerkungen über die Verteilung der Temperatur auf dem Erdballe 319

(Die Menge Sonnenwärme in verschiedenen Breiten und Jahreszeiten. Einfluß der Diathermansie der Luft Verschiedenheit der beiden Halbkugeln. Einfluß von Wasserdampf, Kohlensäure, Wolken, Staub. Einfluß der Eisschmelze, von Land und Meer. Kälterer Winter im Osten der Erdteile in mittleren Breiten. Einfluß der vorwaltenden Westwinde. Wachsen der jährlichen Amplitude mit der Breite. Ausnahmen. Verspätende Einflüsse im jährlichen Gange der Temperatur. Die Ozeane. Eisbildung. Eisschmelze. Die Tropen. Äquatorialer Teil bis 15°. Frühes Maximum. Einfluß der Regenzeit. Verschiedenheit der Nord- und Südhalbkugel. Teilung der Erde in drei Zonen. Große Ausdehnung der Tropen, kleine der kalten Zonen. Wichtigkeit des Zusammenhanges der Tropenzonen. Ursachen der Beständigkeit der Wärme in den Tropen. Charakteristik des Äquatorialklimas. Keine sehr hohen Temperaturen. Feuchtigkeit. Kleine Schwankungen Nicht überall viel Regen. Mitteltemperatur der Breitekreise. Frühere und neueste Berechnungen. Temperatur am Äquator und Pol bei einer Land- und Wasserhalbkugel. Unterschied der Temperaturen von 0°—40° N. und S. Ursachen. Desgl. im Seeklima von 40° — 55°. Ursache der höheren Wärme im Seeklima der nördlichen Halbkugel. Meeresströmungen. Transport warmen Wassers. Höhere Temperatur der ganzen Erde im Juli als im Januar. Jährliche Wärmeschwankung.)

Kapitel 17.

Allgemeine Bemerkungen über die Verteilung des Luftdruckes, der Winde und der Hydrometeore auf dem Erdball 339

Seite

(Verteilung des Luftdruckes im Seeklima. Die W.-Winde der höheren Regionen und der mittleren Breiten. Störung der Regelmäßigkeit der Erscheinungen durch die Kontinente. Höherer Luftdruck im Winter, niedrigerer im Sommer. Luftaustausch zwischen den beiden Halbkugeln. Die Monsune, Neigung zu Monsunbildung an den Ost- und Äquatorialküsten der Kontinente, Ursachen. Entgegengesetzte Stellung der W.-Küsten in mittleren Breiten. Neigung zu ergiebigen Winter- und unbedeutenden Sommerregen. Ebenso an Polarküsten. Großer Gegensatz zwischen Kalifornien und China. Regenzonen. Geographische Erstreckung. Tabelle der relativen Feuchtigkeit.)

Tabelle 1.

Mitteltemperatur in Celsius-Graden 368

Tabelle 2.

Mittlere Bewölkung 381

Tabelle 3.

Jährliche Höhe des Niederschlags in Centimetern 385

Tabelle 4.

Verteilung des Niederschlages auf die Monate in Prozenten der Jahresmenge 389

Bemerkungen über die gebrauchten Maße, die Karten und Tabellen . 394

Zweiter Teil.

Kapitel 18.

Der hohe Norden 1

(Kein hoher Luftdruck im Winter, höchster im Mai. Abnahme im Juni. Sommernebel. Eisschmelze. Milde auf dem europäischen Nordmeere. Nowaja Semlja. Januar wärmer als Dezember, Februar und März. Vergletscherung, Eisbildung und Eisschmelze im Karischen Meere. Sibirische Flüsse. Lenamündung. Keine starken Strömungen im Sibirischen Eismeere. Amerikanischer Archipel. Verschieden-

Seite

heit von Sibirien. N. und W.-Winde. Geringer Schneefall. Grinellland. Grönland. Inlandeis. Rasches Sinken der Temperatur nach N. Luft- und Meeresströmungen von Nord. Föhne.)

Kapitel 19.

Mittlere Breiten von Nordamerika 19

(Vergleich des nördlichen Inneren mit Sibirien. Beringsmeer. Stürme. Alaska. Luftdruck und Wind im W. Kalter Sommer der Kalifornischen Küste. Regenlose Sommer. Sehr ergiebige Regen im N. Langsame Wärmeabnahme nach N. Hochebenen östlich von der Sierra Nevada. Trockenheit. Heißer Sommer im Koloradothale. Perioden des Niederschlags. Luftdruck. N.-Winde im Winter, S. im Sommer. Relative Wärme. Kühlerer Winter östlich vom Felsengebirge. Rasche Abnahme der Temperatur mit der Höhe. Hohe Waldgrenze. Pikes Peak 4300 m. Winde. Der Osten der Vereinigten Staaten. Keine Gebirge zwischen Nord und Süd. Veränderlichkeit des Wetters. Häufige Cyklonen im N. Vorwalten von N. im Winter, S. und S.E. im Sommer westlich vom Mississippi. Monsune im mittleren Texas. Annäherung an die Passate im S. Winde der atlantischen Küste. Vorwalten und Kälte des NW. am Mt. Washington. Kalter Sommer im Osten nördlich vom 43.°. Einfluß der großen Seen. Kälte am Oberen See. Verspätung der Temperaturen. Eis. Niedrige Minima östlich von den Felsengebirgen. Rasche Änderungen am mittleren Mississippi und in Texas. Northers. Hohe Wintermaxima. Gemäßigteres Klima in den östlicheren Südstaaten. Manitoba. Vergleich mit Westsibirien. Rasche Abnahme der Temperatur nach Norden, östlich vom Felsengebirge. Jährliche Amplituden. Geringer Einfluß des Atlantik. Bewölkung. Niederschläge. Ergiebige im Osten.)

Kapitel 20.

Tropisches Amerika, Südamerika 43

(Winde nördlich von Panama. Langsame Abnahme der Temperatur nach oben auf dem mexikanischen Plateau. Sommerregen. Die Nortes im Osten. Nebelregen. Die pacifische Küste von Mexiko. Feuchtigkeit der atlantischen Abdachung. Regen der Antillen. Südamerika. Einfluß der Lage der Gebirge im W. Der ganze Osten dem Atlantik geöffnet. Vorwalten der Passate. Guayana und Orinoko-Wälder des Amazonas. Abschwächung der Winde durch die Wälder. Trockenheit im Inneren von N.-Brasilien. Süd-

Seite

brasilien. Die Anden. Klimatische Grenze an der Westküste unter 4° S. Br. Die Galapagas. Kühle Temperatur. Regenarmut an der Küste von Peru. Meeresströme und Winde. Nebel. Größere Trockenheit südlich vom 16° S. Br. Ausgetrocknete Salzseen. Sommerregen östlich von den Anden. Chile. Hoher Luftdruck im N. Trockenheit. Zunahme der Regen nach S. Gletscher bis zum Meer reichend. Westküste kälter als Ostküste. Argentinien. Isothermen. Die westlichen Plateaus relativ wärmer. Niedriger Luftdruck im Inneren im Sommer. Starke Winde am Atlantischen Ozeane. Keine bedeutende Abkühlung im Winter. Einfluß der Verengung des Kontinentes nach S. Vorwalten der Sommerregen im ganzen Inneren von Südamerika. Falklands, Feuerland viel wärmer als Südgeorgien.)

Kapitel 21.

Der atlantische Ozean 67

(Verbindung mit beiden Eismeeren. Inselarmut. Großes Stromgebiet. Tiefentemperatur. Verhältnisse der Tiefen von 1000 m. Zunahme der Temperatur von 35° S. bis 35° N. Abkühlung vom Süden aus. Hohe Temperatur bei Portugal. Einfluß der Unterströmung aus dem Mittelmeere. Ähnliche Verhältnisse in der Nähe des Roten Meeres. Meeresströme. Temperatur der Oberfläche. Von 40° S. bis 40° N. wärmer im W., nördlich wärmer im E. Einfluß des Golf- und Labradorstromes. Niedrigere Temperatur südlich vom Äquator als nördlich. Der 5° N. als meteor. Äquator. Transport warmen Wassers aus der Südhalbkugel in den engeren Nordatlantik. Einfluß auf die Erwärmung. Abkühlung des Südatlantik durch Eis. Die Passate, Passatgrenzen. Größere Stärke und Regelmäßigkeit des S.E. Veränderliche Winde am Äquator. Breite der Zone bei Afrika. Hoher Luftdruck an der Polargrenze der Passate. Bewölkung und Regen. Einige sehr trockene Monate am Äquator. Winterregen in höheren Breiten.)

Kapitel 22.

Südafrika, tropisches Afrika und Sahara 85

(Afrika weniger offen gegen Ost, als Südamerika. Höhere Lufttemperatur am Äquator. Südafrika. Subtropische Regen im Kaplande, Sommerregen im Innern und Osten. S.W.-Winde an der Ostküste. Trockene, kühle Region im W. nördlich vom Kaplande. Ähnlichkeit mit Südamerika. Tropische Regen von 12o S. Br. an. Loanda und Kongo. Zuname der Regen nach Norden. Nebel. Grasbrände. Kühle Winter. Große Wassermenge des Kongo. Wo ist das Gebiet

Seite

großer Regen? Ostküste. Madagaskar. Region der nordafrikanischen Monsune, von 4°—17° N. Br. Luftdruck. Sommerminimum in der südl. Sahara. Ursache der Trockenheit nicht im Einflusse Asiens. Sommerwinde vom Mittelmeere. Wüstenwinde. Rotes Meer. Hohe Temperatur.)

Kapitel 23.

Das Mittelländische Meer und die Nachbarländer 99
(Eindringen der Meere weit ins Innere des alten Kontinentes. Allgemeine Züge des Klimas. Kulturen. Einfluß auf das Leben der alten Welt. Luftdruck höher im Norden. Nordwinde. Bora. Etesien. Regenarmer Sommer. Klimatische Provinzen. Erstreckung des Mittelmeerklimas bis nach Persien. Das Mittelmeer als Wärmequelle.)

Kapitel 24.

Luftdruck in dem nördlichen Teile der alten Welt 115
(Hoher Luftdruck im Winter in Ostsibirien. Ursachen seiner Beständigkeit. Die kälteste Luft kann nicht abfließen. Abfluß von 1000—1500 m an. Niedriger Luftdruck im Innern im Sommer. Asiatische Monsune. Einheit des klimatischen Typus. Verschiedenheit von Europa und Afrika. Kein beständig hoher Luftdruck in Westsibirien. Die große Axe des Kontinentes. Die Isobaren des Juli in Asien. 3 Regionen niedrigen Luftdruckes, durch hohe Gebirge getrennt. Gang des Luftdruckes in Europa und Westasien. Anticyklone am Kaukasus und Zentralasien im November. Niedriger Luftdruck im Januar auf dem Nordatlantik. Wichtigkeit des Teilminimums bei Norwegen für Europa. Hoher Luftdruck von Ostsibirien bis an die Alpen. Jahresmaximum im Norden im Mai. Niedriger Luftdruck in Asien im Sommer. Zunge hohen Luftdruck vom Atlantik nach Mitteleuropa. Anticyklone über Mitteleuropa im September. Veränderlichkeit des Luftdruckes in Europa.)

Kapitel 25.

West- und Zentraleuropa 129
(Klimatische Provinzen von Europa. Die jährliche Amplitude als Merkmal. Ursachen für die Vereinigung von W. und Zentraleuropa. Windrichtung. Hohe Temperatur und niedriger Luftdruck im Norden von Westeuropa. Einfluß der Westwinde. Charakteristik der einzelnen Teile der Region. Rasche Abnahme der Wintertemperatur nach Norden in Schweden, langsame in Rußland und Westeuropa. Die österreichischen Alpen. Verschiedenheit von der Schweiz. Breite Täler im Winter kälter als Höhen. Kärnten auch im Sommer kälter als Tirol. Ursachen.)

Seite

Kapitel 26.

Die Richtung und Stärke des Windes im europäischen Rußland und in Westsibirien 154

(Größerer Einfluß der atlantischen Anticyklone auf die Winde Rußlands als der ostsibirischen. Westwinde in Nord- und Zentralrußland. Übergang zu Ostwinden im Winter nach Südost und Süd. Westwinde im Sommer in Südrußland. Ostwinde im Oktober. Der Ural und Westsibirien. Ostwinde in den Steppen Zentralasiens. Die Ostwinde Südrußlands keine Polarströmung. Windstärke in der Mitte des Tages im Vergleich zu Morgen und Abend. Größerer Unterschied im Süden und im Sommer. Einfluß des Meeres. Schwache Winde am Ural im Winter. Annäherung an die sibirischen Verhältnisse.)

Kapitel 27.

Die Temperatur der Luft im europäischen Rußland und in Westsibirien

(Die Jahresamplitude als Merkmal der Klimate des europäischen Rußlands und Westsibiriens. Zunahme der Amplitude nach Süden. Langsame Abnahme der Temperatur nach Norden. Rasche Abnahme im Sommer unter den Meridianen von Westsibirien. Charakteristik der einzelnen Regionen. Wichtigkeit einer Schneelage im Norden für niedrige Temperaturen im Süden. Beispiele. Schwarzes Meer. Hohe Temperaturen am Boden. Unterströmung salzigen Wassers durch den Bosporus. Hügel wärmer als Täler am Ural im Winter. Kälte des März im Vergleich zu November in den Kirgisensteppen. Ähnliche Erscheinungen in den nördlichen Prärien Nordamerikas. Ursache ist die Schneearmut bei kaltem Winter.)

Kapitel 28.

Die Temperatur der Luft im europäischen Rußland und in Westsibirien. (Fortsetzung.) 195

(Mittlere Anomalie der Temperatur. Große im Winter, namentlich in Ostrußland mit Westsibirien. Kälteste und wärmste Monate einzelner Jahre an 4 Orten. Höchste und niedrigste Monatstemperaturen. Schneearmut hohen winterlichen Maxima günstig. Erster Schnee und erster Frost. Große monatliche Amplituden im Oktober im Süden. Tabelle monatliche Maxima und Minima. Das Gefrieren des Quecksilbers. Temperaturen unter —50° in Westsibirien. Rasche Temperaturwechsel am Jenissei.)

Kapitel 29.

Bewölkung und Niederschläge (Regen, Schnee ꝛc.) im europäischen Rußland und in Westsibirien 216

Seite

(Bewölkung. Zunahme nach N. und NW. schneller im Winter. Große im Sommer, am Ural u. Altai. Abnahme in Westsibirien. Niederschläge. Größere Jahresmenge in dem mittleren Teile als im Norden uud Süden. Größte und kleinste Menge in den wärmeren Monaten einzelner Jahre. Vorwaltende Sommerregen. Regenreichste Monate desto früher, je südlicher. Vergleiche Südrußlands mit den amerikanischen Prärien. 5tägige Regenmittel für 5 Orte. Chararakteristik einzelner Gegenden. Abnahme der Regenmenge in Barnaul. Regenmenge an einem Regentage. Große Regenmengen in regenreichen Gegenden und in regenreichen Monaten. Größte in Galizien, kleinste iu den aralokaspischen Steppen. Regenmenge pr. Tag und pr. Stunde in Brüssel und Orenburg. Charakter der Sommerregen in deu Steppen. Mittlere größte Mengen an einem Monatstage nnd absolute Maxima. Seltenheit von Regen über 60 mm an einem Tage. Nützen große Mengen an einem Tage der Vegetation? Verschiedenheit der Gramineen und Waldbäume. Strichregen nnd Landregen. Mittlere Dauer regenloser Zeit und aufeinanderfolgender Regentage. Regen am Tage und in der Nacht.)

Kapitel 30.

Die Flüsse und Landseen Rußlands 259

(Bedeutung und Regelmäßigkeit des Hochwassers im Frühlinge. Beobachtungen über die durchfließende Regenmenge der Moskwa. Desgleichen der Wolga bei Syszran. Großer Anteil der Winterniederschläge, welcher die Flüsse erreicht, vice versa im Sommer. Versuch, die wirkliche Verdunstung des Kaspi zu berechnen. Bedingungen der Aufgabe und ihr Interesse. Die Newa. Kleine jährl. Schwankungen der Wasserhöhe des Ladoga, große in mehrjährigen Perioden.)

Kapitel 31.

Der Kaukasus und die benachbarten Länder 269

(Wärmeverteilung im Norden des Gebirges. Großer Regenfall im Sommer. Ostküste des Schwarzen Meeres. Trockenes Klima im N. Zunahme der Regenmenge nach S.E. Die Bora. Ursachen derselben. Aufhören weiter im Süden. Sehr feuchtes Klima in Mingrelien und Abchasien. Vergleich mit Mittelitalien. Föhne. Grusien. Trockenes Klima. Die beiden Stufen des armenischen Plateaus. Subtropische Regen am Kaspi. Regenreichtum an der Südküste des Kaspi. Trockenheit des persischen Hochlandes. Windrichtung und Windstärke am Kaukasus.)

Seite

Kapitel 32.

Zentralasien 290

(Begriff der Region. Drei Abteilungen. Trockenheit und Winterkälte in den nördlichen Steppen. Rasche Temperaturschwankungen. Einwirkung der westsibirischen Ebene im N. Südliche Steppen. Trockenheit zu allen Jahreszeiten. Große jährliche Amplitude des Luftdruckes. Windstärke. Vorwaltende N.E. Winde in den kalten Monaten. Der Amu. Die Vorberge des Thianschan. Subtropische Regen. Schutz gegen N. Das eigentliche Gebirge. Mittlere Wald- und Schneezone im Norden. Sommerregen in der alpinen Region. Der Pamir. Der Altai. Große Gletscher.)

Kapitel 33.

Hochasien 303

(Allgemeine Züge der Region. Kälte des Winters und Lufttrockenheit. Trockenere westliche und feuchtere (im Sommer) östliche Hälfte. Ostturkestan. Ruhe der Luft im Herbst und Winter. Staub. Gegend am Lob Nor. Trockenheit und Winde im März. Gletscher am Südrande Ostturkestans. Ladak. Die Hochebene von Tibet. Trockenheit, Kälte und Stürme im Winter und Frühling. Stürme nur am Tage. Regenreicher Sommer. Erhebung der Flächen gleichen Druckes über Indien im Sommer. Feuchtigkeit der dortigen Luft. SW.-Winde im Sommer in Tibet und bis zum Kuku Nor. Grenze des ostasiatischen Monsuns hier. Extreme Trockenheit des W.-Nanschan. Frühlingsstürme und Sommerregen in der östl. Mongolei. Schneearmut des Winters in Hochasien. Die westliche Mongolei.)

Kapitel 34.

Ostsibirien 319

Kälte mit Kalmen im Winter. Alle starken Winde warm. Gebiet Jakutsk. Intensiv kalter Winter in Thälern mit schwachen Luftbewegungen, etwas wärmere an der Küste, wo starke Winde. Noch wärmer auf den Bergen. Jahrestemperatur niedriger und Bodeneis mächtiger in Thälern. Bodentemperaturen bei Jakutsk. Anwendung auf die Isothermen. Vergleich mit dem nördlichen Nordamerika. Niedrigste Temperaturen in Werchojansk. Sehr niedrige Wintermaxima. Beständigkeit des Klimas. Warmer Sommer. Dicke des Flußeises. Irkutsk. Baikalsee. Abkühlung des Sommers. Kälterer Winter im E. Kälte in den Thälern Transbaikaliens. Größere Bewölkung und Niederschlag im Sommer. Der mittlere Amur. Monsunklima. Winterkälte. Die Küste. Kältester Winter, wo die Luft aus dem

Seite

Inneren in niedere Niveaus kommt. Schneearmut. Überschwemmungen im Sommer. Kühler Sommer an der Küste, warmer im Innern. Ufer des Ochozkischen Meeres. Kamtschatka.)

Kapitel 35.

China und Japan 348

(China das Zentralgebiet der asiatischen Monsune, Japan das östliche Grenzgebiet. Trockenheit der Winterwinde, durch das Absteigen vermehrt, Feuchtigkeit der Sommerwinde durch Aufsteigen vermehrt. N.W.-Winde stärker in Peking. Monate größter und kleinster Bewölkung. Doppeltes Maximum im Süden. Ebenso für Regen. Jahreszeitlicher Gang des Luftdruckes, der Regen. Trockener und stürmischer Frühling im N. Bewegung der Cirri. Bemerkungen über das Innere von China nach v. Richthofen. Der Löß und sein klimatologisches Interesse. Hochwasser der großen Ströme im Sommer durch Regen erzeugt. Kalter Winter in China. Fröste am Wendekreise. Gleichmäßige Temperatur der Sommermonate vom tropischen Ostasien bis zum Norden Chinas. Japan. Gemildertes Monsunklima. Im Westen ergiebige Niederschläge im Winter. Regenreichtum im ganzen Lande. Der mittlere westliche Teil wärmer als der östliche.)

Kapitel 36.

Indien und westliches Hinterindien 369

(Die Region des indischen Monsuns. Der Himalaya als Scheide gegen Hochasien. Hoher Luftdruck im Winter und niedriger im Sommer im Pendschab. Größerer Gradient im Sommer, größere Stärke der Sommerwinde. Im größeren Teile Indiens die Monsune nicht N.E. und S.W. Der Südmonsun des Sommers reicht höher als der Nordmonsun. Südwinde an allen Himalayapässen. Windverhältnisse im April, Juli und Dezember. Charakter der Winde. Heiße Jahreszeit in Nordindien. Vorwaltende Westwinde. Kleine Änderung der Richtung im Juni im Westen, große Änderung der Hydrometeore. Ursache. Hohe Temperaturen im Norden. Allmähliche Bewegung der Regen nach N. Späte Regen der Koromandelküste. Gegenden des größten Regenfalles Die Regen des Vorfrühlings in Nordindien. Ihr Charakter. Schnee im Gebirge. Einfluß auf Verspätung der Monsunregen. Temperaturgang im Jahre. Wärme des Winters in Vergleich zu China. Heißeste Gegenden. Warme Winde. Ihr Charakter. Wechselnde

Seite

Temperatur im Sommer im Pendschab, von den Regen abhängig. Wärme im N.W.-Himalaya. Langsame Abnahme der Temperatur mit der Breite. Niedriger Luftdruck im Jahresmittel. Zusammenhang.)

Kapitel 37.

Der Malaiische Archipel und Australien 393

(Australischer Monsun. Unterschied des Luftdruckes zwischen Südchina und Nordaustralien. Kleiner Gradient bei letzterem, namentlich im Winter. Tägliche und jährliche Änderungen der meteor. Elemente in Batavia. Gleichmäßiges Klima. Vorwaltende Nachtregen im Regenmonsun. Große Regenmengen auf bedeutenden Strecken des Archipels. Gleichmäßige Regen im Innern von Westjava. Scharfe Sonderung von Trocken- und Regenzeit in S.W.-Celebes. Einfluß der Nähe von Australien. Cyklone im Sommer im Inneren von Australien, Anticyklone im Winter. Verteilung des Luftdruckes und der Winde. Monsunregen im Norden. Subtropische Regen im S.W. Hohe Sommertemperatur im Inneren. Heiße Winde. Neuseeland. Gemäßigtes Klima. Gletscher. Große Niederschläge im W.)

Kapitel 38.

Indischer, Stiller und Südlicher Ozean 406

(Wärme des Indischen Ozeans. Unterbrechung des S.E.-Passats im Sommer zwischen 0_0—10_0 S. Br. Einfluß des N.E.- und S.W.-Monsuns nördlich vom Äquator. Übergang des S.E.-Passates in letztere. Regen auf dem Indischen Ozeane, häufige Winterregen südlich von 20° S. Br. Ähnlichkeit des östlichen Stillen und des Atlantischen Ozeanes. Meeresströmung. Regelmäßigerer N.E.-Passat. Regenarmut äquatorialer Inseln. Unterbrechung des S.E.-Passates im Sommer zwischen Inseln. Regen und Cyklonen. Insel Kerguelen. Gleichmäßige Temperatur. Kälte im Vergleich zu Seeklimaten der N.-Halbkugel. Sehr verschiedener Verlauf der Isothermen der Oberfläche des Wassers von 10° und $4._5$° im Südozeane nach Neumayer. Beständige und starke W.-Winde in mittleren Südbreiten. Wahrscheinlich höherer Luftdruck jenseits des 70° S. Br. Notwendigkeit einer Erforschung der hohen südlichen Breiten.)

Kapitel 1.

Luftdruck und Winde. Temperaturänderungen in auf- und absteigenden Luftströmungen.

In diesem Kapitel gebe ich einige einleitende Bemerkungen, welche zu dem Verständnisse des Folgenden nötig sind. Eine der ersten Fragen, welche hierbei in Betracht kommen, ist das Verhältnis des Unterschiedes der Temperatur zu den Winden. Es wird oft die Behauptung aufgestellt, ein Unterschied der Temperatur erzeuge Winde, die Luft ströme von dem kälteren zum wärmeren Raume, und als Beispiel dient das Zuströmen oder der Zug der Luft in einem Zimmer zu dem geheizten Ofen oder Kamine. Dann wird das Beispiel auch auf die Passate angewendet. Es ist interessant, die Zahlenwerte dabei zu vergleichen. Die Breite der Passatgebiete ist nicht über 25° des Meridians, die Temperaturdifferenz ist meistens nicht größer als 6°, d. h. um so viel ist die Mitteltemperatur der Breite, wo die Passate anfangen, niedriger, als diejenige, wo sie enden; aber wir wollen sogar den etwas größeren Temperaturunterschied von 8° annehmen. Die Erstreckung von 25 Meridiangraden beträgt etwa 2775 km; auf diese Entfernung ist also ein Temperaturunterschied von 8° vorhanden oder 1° auf 347 km horizontaler Entfernung. Wenn wir sogar eine sehr niedrige Temperatur in dem brennenden Ofen oder Kamin vielleicht: 600° C. und noch weiter annehmen, daß im Zimmer, 5 m vom Kamine entfernt, die Temperatur 20° C. betrage, so hätten wir also hier einen Temperaturunterschied von 116° auf 1 m

Entfernung; mit dem Temperaturunterschiede am Polar- und Aequatorialende der Passate verglichen, hätten wir also hier einen Unterschied der Temperatur auf dieselbe Entfernung, welcher 40 252 000 mal größer ist als in der Passatzone. Also bei so verschiedenen Verhältnissen ist auch der Vergleich kaum möglich. Wenn wir außerdem den Verhältnissen nachforschen, werden wir sehen, daß auch bei dem Brennen von Holz oder Kohle im Kamin der Zufluß von der Seite erst dann erfolgt, wenn durch die starke Erwärmung der Luft im Ofen oder Kamin das vertikale Gleichgewicht der Luft gestört, ein bedeutender Teil durch den Schornstein abgeflossen ist, nur dann erfolgt ein horizontaler Zufluß von dem Zimmer aus.

In Gasen, wie in Flüssigkeiten existiert das Gleichgewicht in dem Falle, wo der Druck derselbe ist auf derselben Fläche. Wird das Gleichgewicht gestört, so strömt die Flüssigkeit oder das Gas dorthin, wo der Druck kleiner ist; dies hat auch seine volle Gültigkeit für die Luft unserer Atmosphäre.

Die Temperatur hat einen sehr großen Einfluß auf die vertikale Verteilung des Luftdrucks, denn wärmere Luft hat ein kleineres spezifisches Gewicht als kältere; jedoch es muß die Temperatur einer ganzen Luftsäule und nicht das, was wir gewöhnlich Lufttemperatur nennen, d. h. nicht die Temperatur des kleinen Luftquantums, welches unsern Thermometer umringt, verstanden werden. Diese kann auf kleine Entfernungen ziemlich verschieden sein, ohne einen merkbaren Einfluß auf die horizontalen Strömungen (Winde) zu haben. Die Beimischung von Wasserdampf hat auch einen Einfluß, denn sie verringert das spezifische Gewicht der Luftsäule.

Der Ursprung der Passate ist etwa so zu denken: Am Äquator ist das spezifische Gewicht der Luftsäule geringer als an der Polargrenze der Passate, unter etwa 30° N. und S. und zwar weil die Luft wärmer und dampfreicher ist. Nehmen wir an, ursprünglich sei der Luftdruck gleich an dem Aequator und der Polargrenze der nördlichen Passate. Jedoch, da unter dem Äquator die Luft leichter ist, so werden die Flächen gleichen Druckes sich unter dem Äquator höher befinden, als an der Polargrenze der Passate und in einer gewissen Höhe wird der Unterschied des Luftdruckes groß genug sein, um eine Bewegung von dem Äquator

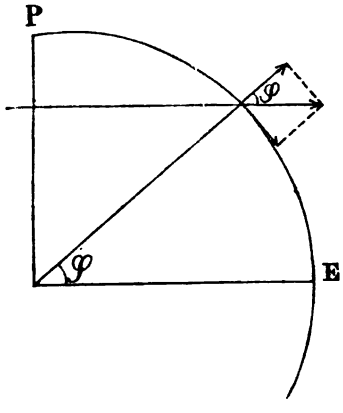
nach der Polargrenze der Passate zu bewirken. Dadurch wird sich hier mehr Luft anhäufen, am Äquator weniger bleiben, anders ausgedrückt, es wird der Luftdruck im Meeresniveau am Äquator niedriger werden. Dies wird dann in den unteren Luftschichten eine Luftströmung zu dem Äquator erzeugen, welche ursprünglich N. und sich durch den Einfluß der Erdrotation, in N.E. verwandelt, also ist es der Passat der nördlichen Halbkugel. Auf der Tab. I ist der Unterschied des Luftdruckes im Meeresniveau und in 4000 m Höhe, in Südamerika unter 0° und in Nordamerika nur 39° N. graphisch dargestellt und zwar für den Januar. Es sind durch volle Linien die Höhen über dem Meeresniveau, durch gebrochene Linien die Flächen gleichen Luftdruckes dargestellt. Am Meeresniveau unter dem Äquator, ist der Luftdruck 758 mm, unter 39° N. 769 mm. In den unteren Luftschichten also ist solch ein Unterschied des Luftdruckes vorhanden, welcher zu Nordwinden führt, also zu Winden, welche gegen den Äquator strömen. Jedoch in größeren Höhen ist es umgekehrt. Unter dem Äquator haben wir in 4000 m Höhe einen Luftdruck von 472 mm, unter 39° N. findet er sich bedeutend niedriger, in 4000 m Höhe aber ist er nur 459 mm; es sind also Verhältnisse vorhanden, welche in dieser Höhe zu Luftströmungen von dem Äquator nach N. führen. Wenn der Ursprung des Windes von dem Unterschiede des Luftdrucks in demselben Niveau herrührt, so hängt die Stärke desselben von dem Gradienten, oder von dem Unterschiede des Luftdrucks in demselben Niveau auf eine bestimmte Entfernung ab. Je größer der Unterschied des Luftdrucks bei gegebener Entfernung, desto stärker ist der Wind unter sonst gleichen Verhältnissen.

Die Luftbewegung geschieht nicht direkt von dem höheren Luftdruck zum niedrigeren, sondern unter dem Einfluß der Erdrotation entsteht eine Ablenkung in der nördlichen Hemisphäre nach rechts, in der südlichen nach links. Sehr oft finden wir die Behauptung, diese Ablenkung wäre nur dann vorhanden, wenn die Bewegung längs der Meridiane geschehe, d. h. von N. nach S. oder von S. nach N. und wäre einfach auf die verschiedene Schnelligkeit der Erdrotation in den verschiedenen Breiten zurückzuführen. Also wenn auf unserer Halbkugel sich ein Körper von N. nach S. bewege, so käme er in Breitekreise, deren Rotation schneller sei, er bliebe zurück und seine ursprüngliche Bewegung

von N. nach S. verwandele ſich in eine von N.E. nach S.W. Das Umgekehrte finde ſtatt bei Bewegungen von S. nach N. auf unſerer Halbkugel.

Jedoch auch bei den Bewegungen längs eines Parallels findet dieſelbe Ablenkung ſtatt. Bewegt ſich ein Körper von W. nach E., ſo finden wir Folgendes: ſo lange der Körper in Ruhe war, ſo befand er ſich unter dem Einfluſſe, 1. der Anziehung zum Mittelpunkte der Erde, 2. der Zentrifugalkraft, welche durch die Rotation der Erde um ihre Axe entſteht. Bei einer gleichmäßigen Bewegung längs eines Kreiſes hat die Zentrifugalkraft eine Richtung längs des Radius des Kreiſes vom Zentrum zur Peripherie und ihre Größe iſt $\frac{v^2}{r}$, wenn v die lineare Geſchwindigkeit iſt, r der Radius und die Maſſe des Körpers gleich 1; die erſte der zwei oben genannten Kräfte iſt der Oberfläche perpendikulär und iſt das, was man das Gewicht eines Körpers nennt. Hat unſer Körper ſeine eigene Geſchwindigkeit nach E., ſo wird er ſich längs des Paralleles ſchneller bewegen, als die Punkte der Erdoberfläche, welche auf dieſem Parallele liegen. Daher wird auch für unſeren Körper die Zentrifugalkraft größer ſein, als für die letzteren Punkte; dieſer Zuſatz an Zentrifugalkraft längs des Radius des Paralleles kann in zwei Kräfte zerlegt werden, von welchen die eine vertikal (d. h. perpendikulär zur Erdoberfläche), die zweite horizontal (d. h. die Erde berührend) wirken. Dieſe zweite Komponente wird längs der Fläche des Meridians zum Äquator gerichtet ſein, d. h. von N. nach S. (Siehe Figur 1). Die vertikale Komponente wirkt nur in der Hinſicht, daß ſie das Gewicht des Körpers vermindert. Die horizontale Komponente wir die Richtung der Bewegung verändern.

Fig. 1.



Sei v_0 die lineare Geſchwindigkeit der Punkte der Erdoberfläche auf dem gegebenen Parallel bei der Erddrehung um ihre Axe, v ſei der

Überschuß der Geschwindigkeit unseres Körpers, also seine Geschwindigkeit im Verhältnis zu der Erdoberfläche, so wird $v^0 + v$ die volle Geschwindigkeit des Körpers sein. Nennen wir den Erdradius a, so erhalten wir für die Zunahme der Zentrifugalkraft wegen der eigenen Bewegung des Körpers folgenden Ausdruck:

$$\frac{(v_0 + v)^2}{a \cos \varphi} - \frac{{v_0}^2}{a \cos \varphi} = \frac{2 v v_0 + v^2}{a \cos \varphi};$$

die horizontale Komponente dieser Kraft wird sein:

$$\frac{2 v v_0}{a \cos \varphi} \sin \varphi + \frac{v^2}{a \cos \varphi} \sin \varphi,$$

$$\text{oder } 2 \omega v . \sin \varphi + \frac{v^2}{r} \sin \varphi, \text{ denn } \frac{v_0}{a \cos \varphi}$$

ist ω (Winkelgeschwindigkeit der Erddrehung), und $a \cos \varphi$ ist der Radius des Parallelkreises r.

Wenn die eigene Geschwindigkeit v des Körpers gering ist im Vergleiche mit v_0, so kann man statt des letzteren Ausdruckes $2 \omega v \sin \varphi$ einsetzen.

Nehmen wir jetzt an, daß der Körper in der nördlichen Halbkugel sich von E. nach W. bewegt. Jetzt ist seine Geschwindigkeit nach E. kleiner, als die Geschwindigkeit der Punkte, welche sich auf derselben Parallele befinden (angenommen daß $v < v_0$). Die Zentrifugalkraft unseres Körpers wird also kleiner sein, als diejenige der auf dieser Parallele ruhenden Körper. Diese Differenz kann als eine Kraft ausgedrückt werden, welche zum Zentrum des Parallels gerichtet ist und, wie oben auf ihre zwei Komponenten zerlegt, giebt sie auch eine horizontale Komponente, welche zum Pol (von S. nach N.) gerichtet ist. Die Größe dieser Komponente wird sein $2 \omega v \sin \varphi - \frac{v^2}{r} \sin \varphi$.

Ist die Geschwindigkeit v klein, so können wir wiederum das zweite Glied unterdrücken und wie früher $2 \omega v \sin \varphi$ schreiben, also haben wir auf der nördlichen Halbkugel bei Bewegungen von E. nach W. und von W. nach E. gleichfalls eine Kraft, welche nach rechts wirkt. Es ist leicht zu sehen, daß auf der südlichen Halbkugel die Änderung der Richtung der Bewegung nach links erfolgt, während die Größe der bewegenden Kraft dieselbe ist

(denn $\sin \varphi$ wird ein Minuszeichen haben auf der südlichen Halbkugel). Noch eins ist sehr wichtig und zwar Folgendes:

Die Ablenkung wächst mit der Breite und auf dem Äquator ist sie 0 (denn dort ist $\sin \varphi = 0$); also unter dem Äquator bewegen sich längs des Paralleles die Luftströmungen direkt von der Gegend des höhern zu derjenigen des niederen Luftdruckes.

Außer dem Gradienten und der Richtung der ablenkenden Kraft müssen wir noch die Reibung in Betracht ziehen, welche alle Bewegungen auf der Erdoberfläche verlangsamt.

Aus den Untersuchungen von Guldberg und Mohn*) geht hervor, daß der Winkel zwischen dem Gradient und der Windrichtung, anders ausgedrückt, die Größe der Ablenkung nach rechts auf der nördlichen Halbkugel und nach links auf der südlichen, weder von der Schnelligkeit der Bewegung noch von der Dichtigkeit der Luft abhängt, sondern nur von der Breite und von dem Reibungskoeffizient.

Daraus können wir folgern, daß die Windrichtung von der Richtung der Isobaren (d. h. der Höhe des Luftdrucks auf dieselbe Höhe über dem Meeresniveau bezogen), der Breite und der Reibung abhängt. Die letztere hängt von dem Hindernisse ab, welches die Erdoberfläche dem Winde entgegenstellt. Je größer dieses Hindernis, desto mehr wird die Bewegung verlangsamt und desto kleiner ist auch der Ablenkungswinkel. Guldberg und Mohn nehmen an, der Reibungskoeffizient (k) sei 0,00002 auf den Meeren, wo die Winde nicht stark sind, d. h. wo die glatte Fläche des Wassers der Luftbewegung am wenigsten Widerstand leistet, schon etwas größer auf den Meeren höherer mittlerer Breiten, wo große Wellen in dieser Hinsicht ein größeres Hindernis bieten und bis zu 0,00012 auf sehr unebenen Kontinenten. Sie haben eine Tabelle berechnet für die Größe der Ablenkung (in Graden) auf den verschiedenen Breitekreisen und bei verschiedenen Reibungskoeffizienten.

Ich gebe sie unten in abgekürzter Form:

---

*) Guldberg et Mohn. Etudes sur les mouvements de l'athmosphère. Christiania 1876. 1880.

Breite.	Reibungskoeffizient. (k)		
	0.00002	0.00006	0.00012
		Ablenkung.	
0^0	0^0	0^0	0_0
5	$32._4$	$12._0$	$6._0$
10	$52._7$	$22._9$	$11._9$
20	$68._2$	$39._7$	$22._6$
30	$74._7$	$50._6$	$31._3$
40	$78._0$	$57._4$	$38._0$
50	$79._8$	$61._8$	$43._0$
60	$81._2$	$64._6$	$46._5$
90	$82._2$	$67._6$	$50._6$

Es ist leicht zu sehen, daß je kleiner der Ablenkungswinkel, desto leichter Differenzen des Luftdrucks sich ausgleichen können. Auf dem Äquator ist die Ablenkung 0 und hier kommen sehr kleine Unterschiede des Luftdrucks vor. Ich gebe noch einige Beispiele von Berechnungen des Reibungskoeffizienten aus den Ablenkungen der Winde von dem Normalen zu den Isobaren. Clement Ley hat für die Stationen Englands und Westfrankreichs, welche an der Küste des Meeres liegen, in einer mittleren Breite von 51^0 N. eine mittlere Ablenkung von $77._2{}^0$ berechnet. Dieses ist also eine große Ablenkung, welche durch die Nähe des Meeres und durch das Vorwalten der Seewinde erklärt wird. Daraus kann man den Reibungskoeffizienten berechnen, = 0,000026. Für Stationen im Innern des Landes, in England, Frankreich und Belgien in derselben mittleren Breite, erhielt Ley eine mittlere Ablenkung von $61._1{}^0$ also $k.$ = 0.000064; hier ist also der Reibungskoeffizient der $2^1/_2$fache desjenigen der Stationen am Meeresufer. Loomis fand für die östlichen Vereinigten Staaten für eine mittlere Breite von $37^1/_2{}^0$ N. eine mittlere Ablenkung von $42._2{}^0$; daraus wird gefunden $k.$ = 0.00008; also mehr als das 3fache der Ablenkung an den Stationen an der Meeresküste in England und Frankreich. Hier ist die Reibung groß, besonders darum, weil die vorwaltenden Winde W-Winde sind, also vom Lande wehen.

Auf den Ozeanen, wo die Reibung klein ist, wächst der Ab-

lenkungswinkel sehr rasch vom Äquator bis 10^0; und schon in dieser Breite ist er größer, als bei einem Reibungskoeffizienten von $0_{\cdot 00012}$ am Pole.

Auf die Windstärke bei gleichem Gradienten hat nicht nur die Reibung einen Einfluß, sondern auch die physikalische Beschaffenheit der Luft. Je dichter die Luft, desto langsamer ist unter sonst gleichen Bedingungen die Bewegung. Also wird sie durch Zunahme des Luftdrucks, Abnahme der Temperatur und der Menge der in der Luft enthaltenden Wasserdämpfe verlangsamt.

Einige Meter über der Erdoberfläche wächst die Windstärke (Geschwindigkeit) sehr bedeutend. So verhielt sich, nach Beobachtungen in Modena in Italien, nach zwei Anemometern, welche auf Höhen von 31 und 2 m über den Boden gestellt waren, die Windstärke wie $1_{\cdot 8} : 1$ also gab der höhere eine fast doppelte Windstärke an als der niedrige. Die Isobarenkarten für einzelne Tage zeigen, daß sie nur in den niedrigsten Breiten mehr oder weniger gerade Linien darstellen, in höheren Breiten giebt es geschlossene Kurven, meistens elliptischer Form für die Gegenden, wo der Luftdruck höher oder niedriger ist als in der Umgebung. Man findet sie auch in den langjährigen Manatsmitteln, nur in etwas gemilderter Form. Die Gebiete niederen Luftdrucks dieser Art werden gewöhnlich Cyklonen, diejenigen hohen Luftdruckes Anticyklonen genannt. Der Luftdruck wächst also in der Entfernung von dem Zentrum der Cyklonen und wird in anticyklonischen Systemen mit der Entfernung vom Zentrum niedriger. Da diese Systeme auch in langjährigen Mitteln bestehen, so sind sie interessant für die Klimatologie. Die Cyklonen ziehen die Luft der Umgegend an und die Luftbewegung in ihrem Zentrum geschieht nach Guldberg und Mohn in lagarithmischen Spiralen, wobei die Richtung der Bewegung hier entgegengesetzt der Richtung der scheinbaren Bewegung der Sonne ist; anders ausgedrückt, auf der nördlichen Halbkugel von rechts nach links, auf der südlichen von links nach rechts. Außerdem ist schon lange bemerkt worden, daß in der Nähe des Zentrums der Cyklone die Luft eine aufsteigende Bewegung hat und in höheren Luftschichten nach Gegenden abfließt, wo der Luftdruck im Meeresniveau höher ist; u. a. hat auch die Bewegung der Federwolken (Cirri) zu solchen Schlüssen ge-

führt; ihre Bewegung ist meistens sehr verschieden von derjenigen der unteren Luftströme, in der Nähe der Zentren der Cyklonen oft entgegengesetzt!*) In anticyklonischen Gebieten ist die Bewegung vom Zentrum zur Peripherie mit Ablenkung in der Richtung des scheinbaren Sonnenlaufes, also auf der nördlichen Halbkugel nach rechts, auf der südlichen nach links, wobei noch eine absteigende Bewegung der Luft über dem Zentrum der Anticyklonen angenommen wird.

Auf- und absteigende Luftströme haben einen so großen Einfluß auf die Temparatur der Luft und die Hydrometeore, daß sie eine besondere Erwähnung verdienen. In dem Folgenden gebe ich also einige Betrachtungen darüber. Wie bekannt ist die Hauptquelle der kinetischen Energie für unseren Planeten die Sonne; von der uns zugestrahlten Sonnenwärme wird ein Teil auf die Erwärmung des Festlandes, der Gewässer und der Luft verwandt, ein Teil auf die Ausdehnung der Luft, wobei die Wärme in Arbeit umgesetzt wird. Eine eben solche Umsetzung findet statt bei der Verdunstung des Wassers von der Oberfläche der Gewässer, des Bodens, der Pflanzen und Wolken; der Wasserdampf, indem er in die Atmosphäre diffundiert, thut auch Arbeit, auf welche wiederum Wärme verwandt wird. In allen diesen Fällen der Umsetzung der Wärme in Arbeit entsteht ein Vorrat von potentieller Energie, dessen Wirkungen wir beständig sehen, denn jede Bewegung in der Richtung der Schwerkraft entwickelt Wärme. Bei der Abkühlung der Luft in den unteren Schichten erfolgt eine Zusammenziehung derselben, dann sinken die oberen Luftschichten und dieser Prozeß entwickelt Wärme.

Eine Entwickelung der Wärme findet auch statt bei der Kondensation der Wasserdämpfe und bei dem Übergange des Wassers aus dem flüssigen in den festen Zustand. Bei der großen Wärmekapazität des Wassers sind diese Prozesse äußerst wichtig und haben einen großen Einfluß auf die Verteilung der Wärme. Auf- und absteigende Luftströme beobachten wir beständig in unserer Atmosphäre. Uber diejenigen bei den Cyklonen und Anticyklonen ist schon früher die Rede gewesen. Auch bei Ausdehnung der

*) Hildebrandsson, Atlas des mouvements supérieurs de l'atmosphère.

Luft wird eine Arbeit geleistet mit Ausgabe der Wärme, dann sind die vertikalen auf- und absteigenden Luftströme bei labilem Gleichgewicht der Atmosphäre zu erwähnen, endlich noch die auf- und absteigenden Luftströme längs der Bergseiten.

Die Frage über die Temperaturänderungen der auf- und absteigenden Luftströme ist aus den Lehrsätzen der mechanischen Theorie der Wärme von verschiedenen Gelehrten behandelt worden, ja schon früher von Poisson; ich nenne nur Sir W. Thompson, Hann, Reye, Peslin, Guldberg und Mohn, endlich Sprung, in dessen vor kurzem erschienenen „Lehrbuch der Meteorologie" eine sehr eingehende Diskussion dieser Frage, wie auch alles desjenigen, was auf die Mechanik der Bewegungen der Atmosphäre Bezug hat, zu finden ist. Ich verweise daher auf diese Quelle und will nur die Endresultate erwähnen, zu welchen die oben genannten Gelehrten bei ihren Untersuchungen gelangt sind. Die Abnahme der Temperatur bei aufsteigenden Luftströmungen wird gewöhnlich in Verhältnis zu der Höhe gebracht. Für trockene Luft ist die Änderung der Temperatur für 100 m Erhebung (wenn die kleine Änderung, welche durch die Abnahme der Schwerkraft entsteht, vernachlässigt wird), 0.99 C.° für 100 m Erhebung. Die Beimischung von Wasserdampf verlangsamt etwas die Abnahme der Temperatur, aber so lange keine Kondensation eintritt, selbst bei den größten Mengen, welche in der Erdatmosphäre vorkommen, nur bis etwa 0.97 auf 100 m. Natürlich ist die Zunahme der Temperatur bei absteigenden Luftströmen bei diesen Verhältnissen dieselbe für 100 m, wie die Abnahme bei aufsteigenden Luftströmen.

Wenn die Abnahme der Temperatur mit der Höhe in den oben bezeichneten Grenzen vorhanden ist, so ist der Gleichgewichtszustand der Atmosphäre ein indifferenter, wenn sie langsamer vor sich geht — ein stabiler, wenn schneller — ein labiler. Das indifferente Gleichgewicht entspricht dem Zustande, wo die oberen und unteren Luftschichten eine gleiche Menge Wärme enthalten, das stabile Gleichgewicht demjenigen, in welchem die oberen Luftschichten mehr Wärme enthalten; das labile einem solchen, wo sie weniger enthalten.

In dem letzteren Falle können sehr leicht vertikale auf- und absteigende Luftströmungen entstehen, welche das gestörte Gleichgewicht wieder herstellen. Der Fall eines labilen Gleichgewichtes

in den untersten Luftschichten ist keineswegs selten; dies geschieht bei starker Erwärmung der Oberfläche des Bodens durch die Sonne in der Mitte des Tages. Die untersten Luftschichten werden dann stark erwärmt, höher hinauf wird die hohe Temperatur nur langsam durch Leitung mitgeteilt, namentlich bei trockener Luft. Im Kap. 8 sind einige Beispiele dieser Erscheinung gegeben. Tritt bei dem Aufsteigen der Luftmasse Kondensation ein, so wird die Abnahme der Temperatur mit der Höhe noch sehr wesentlich langsamer und zwar gerade durch den Einfluß des Überganges des Wasserdampfs in den flüssigen Zustand über *O* oder in den festen unter *O*. Folgende Tabelle von Hann giebt Näherungswerte für diese Verhältnisse:

Änderung der Temperatur in gesättigt feuchten, aufsteigenden Luftströmen, $^1/_{100}$ C.° auf 100 m Erhebung.

Anfänglicher Luftdruck. mm	Anfängliche Temperatur.									Annähernde Höhe ü. d. M.-N. m
	—10	—5	0	5	10	15	20	25	30	
760	75	69	63	60	54	49	45	41	38	20
700	74	68	62	59	53	48	44	40	38	680
600	71	65	58	55	49	44	40	37	—	1910
500	68	62	55	52	46	41	38	—	—	3360
400	63	57	50	47	42	38	—	—	—	5150
300	57	51	44	42	—	—	—	—	—	7430
200	49	43	38	—	—	—	—	—	—	10670

Größen von *q*, d. h. Gramme Wasserdampf in 1 Kubikmeter gesättigt feuchter Luft.

Anfänglicher Luftdruck. mm	Anfängliche Temperatur.									Annähernde Höhe üb. d. M.-N. m
	—10	—5	0	5	10	15	20	25	30	
760	1.7	2.6	3.8	5.4	7.6	10.5	14.4	19.5	25.3	20
600	2.2	3.2	4.8	6.8	9.6	13.3	18.3	24.8	—	1910
400	3.3	4.8	7.2	10.2	14.4	20.0	—	—	—	5150
200	6.5	9.7	—	—	—	—	—	—	—	10670

Aus dieser Tabelle ist leicht zu sehen, wie sehr die Abnahme der Temperatur mit der Höhe durch die Kondensation des Wasserdampfes vermindert wird, namentlich bei hohen Temperaturen in den unteren Luftschichten und zwar in einem solchen Grade, daß sie in den wärmsten Tropenländern auf $^2/_5$ der Temperaturabnahme in trockner Luft sinken kann.

Ich gebe einige Beispiele, um den Gebrauch dieser Tabelle zu erläutern. Es sei ein gesättigt feuchter Luftstrom bei 10^0 am Meeresniveau. In diesen Verhältnissen nimmt die Temperatur am Anfange um 0.54 auf 100 m ab. Rechnen wir mit dieser Größe, so haben wir $0.54 \times 26 = 14$ d. h. oben eine Temperatur von -4. Die Tabelle zeigt weiter, daß auf der Höhe von 2600 m bei -5 die Änderung 0.61 auf 100 ist. Der mittlere Betrag der Änderung ist etwa 0.57 auf 100 m; im ganzen also $14._8$. Also wird oben die Temperatur $-4._8$ sein. Würde eine Luft aufsteigen, in welcher keine Kondensation der Dämpfe vorgeht, so würde sie nach oben mit einer Temperatur von etwa -15.6 ankommen. Nehmen wir jetzt an, daß nachdem die Luft die Höhe von 2600 m erreicht hat, welche dem Kamme eines Gebirges entspricht, sie auf der anderen Seite wieder absteigt. Dabei wird die Erwärmung sehr nahe 1^0 auf 100 m betragen und die Luft wird auf der anderen Seite ankommen mit einer Temperatur von etwa 21^0; wird also um etwa 11^0 wärmer sein, als auf der andern Seite des Gebirges. Erfolgt das Absteigen der Luft rasch, so daß sie sich wenig mit anderer Luft mischt, wenig Wasserdampf durch Verdunstung von Wasserflächen ꝛc. aufnimmt, so wird sie auf der anderen Seite nicht nur warm, sondern auch trocken ankommen, denn die Luft bei -4.8 enthält selbst bei voller Sättigung nur sehr wenig Wasserdampf. Hieraus ist zu ersehen, daß ein Luftstrom, indem er auf einer Seite des Gebirges aufsteigt, seinen Wasserdampf verliert, mächtige Niederschläge erzeugend, auf der anderen Seite aber trocken ankommt. Schon lange waren in manchen Gebirgsthälern warme, trockne Winde bekannt, welche namentlich in den nördlichen Alpenthälern die Aufmerksamkeit auf sich leiteten; da diese Winde (Föhne) vom S. kamen, warm und trocken waren, so wurden sie lange, als aus der Sahara stammend, betrachtet, bis Hann die richtige Erklärung gab, welche

oben erwähnt ist.*) Folgende kleine Tabelle giebt eine Übersicht der Verhältnisse an zwei Föhntagen, dem 31. Januar und 1. Februar 1869 und zwar zu einer Tageszeit, während welcher die Sonne noch nicht über dem Horizonte ist (J. a. m.):

Lage.	Name.	Höhe üb. d. M.=N. m	Mittel=temperatur um 7 Uhr morgens.	Relative Feuchtig=keit.	Wind ꝛc.
Südabhang	St. Vittore	268	0.3	85	S. u. S.W.
Paß	St. Gotthard	2100	—5.0	—	S.
Nordabhang	Altdorf	454	13.8	28	S. (Föhn)

Es ist aus diesem Beispiele leicht zu sehen, wie sehr warm und trocken die Luft an diesem Tage nördlich von den Alpen war, während im Gegenteil im Süden der Alpen eine ziemlich niedrige Temperatur bei großer relativer Feuchtigkeit herrschte. Hann berechnete für diese Tage die Abnahme der Temperatur zwischen den südlichen Alpenthälern und dem St. Bernhard und fand sie gleich $0._{40}$ auf 100 m, während auf der Nordseite der Alpen in dem absteigenden Luftstrome die Zunahme der Temperatur $0._{89}$ auf 100 m betrug, also fast die Größe erreichte, welche einem indifferenten vertikalen Gleichgewichte entspricht. Es muß bemerkt werden, daß auch in sehr charakteristischen Föhnfällen die obige Grenze meistens nicht erreicht wird und zwar, 1. weil der niedersteigende Luftstrom, wenn er oben gesättigt war, einen Teil des Wasserdampfes mitführt, dessen Verdunstung die Zunahme der Temperatur verringert, 2. weil er sich mit der kälteren Luft mischt, welche früher an den Abhängen war, 3. weil er bei Berührung mit den kalten Abhängen Wärme verliert; sodann wird Wasser vom Boden, den Gewässern u. s w. verdunstet, zuweilen taut auch Schnee oder Eis und diese Prozesse erfordern viel Wärme.

Folgende Tabelle giebt noch eine Übersicht der Temperatur,

*) „Über den Ursprung des Föhn" Zeitschr. f. Met. I. 257. Siehe ebendaselbst II. 159, 433 und auch „Über den Föhn in Bludenz". Sitzungsbericht, k.k. Akad. der Wissensch. in Wien. März 1882.

Feuchtigkeit und Witterung in Mailand an den Tagen des Winters, wo in Bludenz (Vorarlberg) starke Föhne wehten:

	Bludenz, Nordabhang. 590 m über d. M.-N.		Mailand. Südlich von den Alpen 147 m über d. M.-N.		
	Mittel-temperatur. 6 Uhr morgens.	Relative Feuchtigkeit. 6 Uhr morgens.	Mittlere Temperatur. 6 Uhr morgens.	Relative Feuchtigkeit. 6 Uhr morgens.	Wetter in Mailand.
1867. Febr. 16	12.5	26	4.2	97	Regen
1869. Jan. 31	13.8	6	—0.3	97	Nebel
— Febr. 1	14.0	20	2.2	96	Regen (11 mm)
1872. Jan. 23—24	13.0	22	2.5	99	„ (in 2 Tg. 46 mm)
— Dez. 24—25	12.4	29	3.0	99	Regen (20 mm)

Aus dieser Tabelle ist zu ersehen, daß an den Tagen, wo an der Nordseite der Alpen ein so warmer Wind weht, die Temperatur 12° bis 17° über dem Mittel ist, die relative Feuchtigkeit unter 30% bleibt und bis auf 6% fällt; daß an der Südseite der Alpen die Temperatur 10° und mehr niedriger ist, die relative Feuchtigkeit sehr groß ist und Niederschläge fallen oder Nebel herrscht.

Jedoch nicht allein in dem Falle, wo ein Luftstrom an der einen Seite eines Gebirges Niederschläge veranlaßt und daher auf der Paßhöhe wärmer ankommt, als er sonst sein würde, werden Wirkungen wie diejenigen des Föhn vorhanden sein, sondern auch, wenn ein Luftstrom einfach von einem Gebirge oder Plateau niedersteigt, wird er meistens warm und immer trocken auf der anderen Seite ankommen.

Die mittlere Abnahme der Temperatur mit der Höhe erreicht bei weitem nicht 1° auf 100 m. In den Gebirgen Mitteleuropas ist sie im Jahresmittel etwa 0,55 auf 100 m und zwar größer im Sommer, kleiner im Winter (Siehe Kap. 11). Ich nehme Beispiele, wie sie in den Gebirgen Mitteleuropas vorkommen.

Mitteltemperaturen.

300 m ü. d. M.-N. Januar 1.0 Juli 19.0
3200 m ü. d. M.-N. Januar —7.0 Juli 6.0

Der Temperaturunterschied mit der Höhe ist also im Januar 0.40, im Juli 0.65 auf 100 m. Es sei ein absteigender Luft-

ſtrom, der auf der Kammhöhe die mittlere Temperatur des Monats hat, alſo im Januar — 7°; wenn die Zunahme der Temperatur nur 0.90 auf 100 m beträgt, ſo kommt er auf der Höhe von 300 m mit einer Temperatur von 10° an, welche alſo um 9° höher iſt, als die Mitteltemperatur in dieſem Niveau. Im Juli würde ein abſteigender Luftſtrom, bei denſelben Vorausſetzungen, unten mit einer Temperatur von 24° ankommen, alſo um 5° höher als das Mittel. Es iſt leicht zu ſehen, daß die abſteigende Luftſtrömung im Winter eine viel größere Wärmequelle iſt als im Sommer. Warme abſteigende Winde (Föhne) ſind auch in vielen anderen Bergländern bekannt, ſo die Chinookwinde im Thale des oberen Miſſouri in Nordamerika, warme Nordweſtwinde an dem Oſtabhange der neuſeeländiſchen Alpen ꝛc. Die grönländiſchen Föhne ſind noch im Kap. 18, diejenigen des Kaukaſus im Kap. 31 erwähnt.

Aufſteigende Winde können den Abhängen, welche ſie erreichen, auch Kälte bringen, wenn ſie urſpünglich trocken waren, alſo auf eine große Höhe ſteigen müſſen, ehe Kondenſation eintritt, d. h. die Temperaturabnahme mit der Höhe langſamer wird. Wenn z. B. ein Luftſtrom mit einer Temperatur von 15° und einer relativen Feuchtigkeit von 20%, an einer Bergſeite aufſteigt und er auf dem Wege keine Zunahme an Feuchtigkeit erhält, ſo wird die Kondenſation nur bei — $7.^8$ erfolgen, er wird alſo um etwa 2200 m ſteigen können, ehe dieſes eintritt. Solch' ein Luftſtrom wird Kälte bringen, ſelbſt wenn ſeine Wärme am Anfange über dem Mittel war.

Aus dem oben Betrachteten iſt klar, daß eine aufſteigende Bewegung der Luft im großen und ganzen relativ feucht ſein muß wegen der Abkühlung der Luft bei dem Aufſteigen. Die Annahme einer aufſteigenden Bewegung in der Nähe des Zentrums von Cyklonen erhält dadurch eine bedeutende Stütze, daß hier meiſtens große Bewölkung iſt und ergiebige Niederſchläge fallen. Es wird alſo die jetzt verbreitete Meinung auch durch dieſe Art der Betrachtung noch wahrſcheinlicher gemacht. Andererſeits iſt die Annahme einer abſteigenden Luftbewegung in anticyklonischen Gebieten auch dadurch wahrſcheinlich, daß dort gewöhnlich die Luft trocken und die Bewölkung klein iſt. Die Ausnahmen von dieſer Regel ſind ſolche, welche nicht gegen deren Gültigkeit

sprechen. Bei Anticyklonen werden nämlich in den Ebenen und Thälern häufig Bodennebel oder niedere Stratusdecken beobachtet. Dies wird dadurch erklärt, daß die Luftbewegung sehr schwach, die Abkühlung des Bodens und der unteren Luftschichten bedeutend ist; dabei kann natürlich durch Diffusion der Wasserdämpfe leicht Kondensation eintreten. Aber die Nebel- oder Wolkenschicht ist sehr dünn, gewöhnlich ragen schon Hügel über sie hinaus und haben dann das schönste Wetter. Bei den winterlichen Anticyklonen sinkt die Temperatur in den Thälern durch Ausstrahlung sehr bedeutend (Siehe Kap. 8 und 11); während dann an den Bergseiten meistens eine sehr hohe Temperatur und eine sehr geringe relative Feuchtigkeit herrscht. So war z. B. die Mitteltemperatur in der Schweiz vom 16. bis 28. Dezember 1879, als eine sehr intensive Anticyklone herrschte, in Altstätten (478 m) — 12°, auf dem benachbarten Berge Gäbris (1253 m) 2.7, in Bern (574 m) — 12.6, auf dem Rigi (1784 m) 0.7; also auf dem Gäbris, welcher nur 5 km von Altstätten entfernt und 800 m höher ist, war die Temperatur um 14.7 höher als in dieser Stadt. Noch bemerkenswerter waren die Verhältnisse an den 9 Tagen vom 20.—28. Dezember 1879 in Zentralfrankreich während dieser intensiven Anticyklone.

	6 Uhr morgens.	
	Mittel-Temperatur.	Relative Feuchtigkeit.
(Berg) Puy de Dome 1467 m üb. d. M.-N.	3.8	38
(Thal) Clermont 388 m üb. d. M.-N.	-13.2	91

Also war auf dem Berge die Temperatur um 17° höher, die relative Feuchtigkeit um 53% kleiner als im Thale. Es sind an diesen isolierten Bergen bei winterlichen Anticyklonen Verhältnisse vorhanden, welche die Existenz eines absteigenden Luftstromes beweisen, eine hohe Temperatur und eine geringe relative Feuchtigkeit.

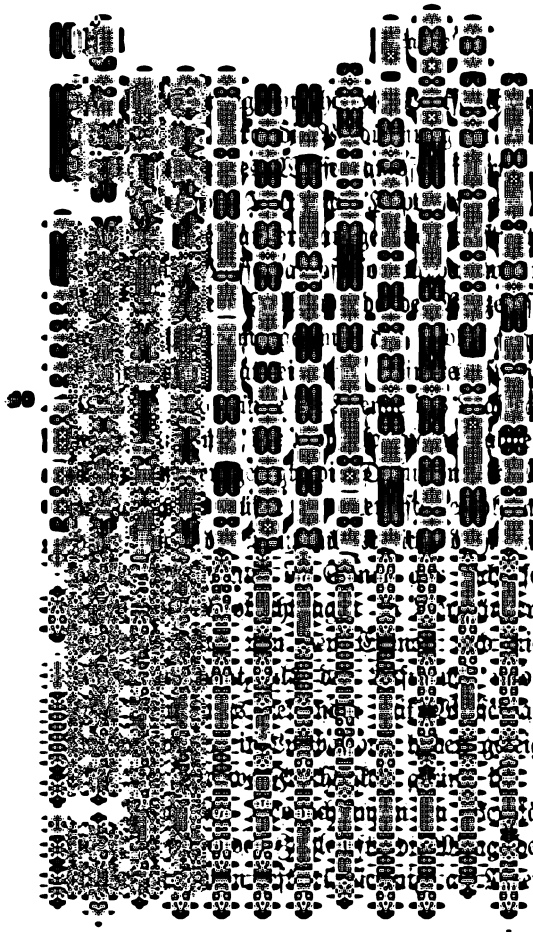
Was in den Schweizer Alpen nur zuweilen vorkommt, d. h. Anticyklone der Wintermonate mit intensiver Abkühlung der Thäler, und relativ hohen Temperaturen auf den Bergen, das ist in Ostsibirien die Regel. (Kap. 34.)

Kapitel 2.

Luftfeuchtigkeit, Verdunstung, Bewölkung, Niederschläge.

Die Wichtigkeit des Wassers für das organische Leben, die großen, raschen Veränderungen in der Menge der Wasserdämpfe, welche die Luft enthält, nicht nur durch deren Diffusion und Transport durch die Winde, sondern auch durch Verdunstung und Verdichtung zu flüssigen und festen Niederschlägen, dann die große Wärmekapazität des Wassers, alles dies macht den Kreislauf des Wassers zu einem höchst wichtigen Thema der Klimatologie.

Der Wasserdampf in unserer Luft befindet sich in beständiger Neubildung und Kondensation, daher er von allen Bestandteilen der Luft der am meisten veränderliche ist. Dies wird im großen Maße dadurch bewirkt, daß die Temperaturgrenzen zwischen dem Siede- und Eispunkte bei dem Wasser enger sind, als bei anderen Körpern und die in unserer Atmosphäre bestehenden Temperaturen immer niedriger als der Siedepunkt des Wassers sind, während Sauerstoff, Stickstoff und Kohlensäure bei der in unserer Atmosphäre vorhandenen Temperatur und ihrem Luftdruck beständig in gasförmigem Zustande bleiben. Der beständige Wechsel zwischen gasförmigem und festem oder flüssigem Zustande des Wasserdampfes führt auch dazu, daß er dem Daltonschen Gasgesetze bei weitem nicht in dem Maße folgt, wie die Meteorologen zu lange irrig glaubten. Ein Gas verbreitet sich freilich durch ein anderes, wie durch ein Vakuum, aber jedenfalls nicht so schnell, als wenn kein anderes Gas vorhanden ist. Bei der beständigen Neubildung und Kondensation des Wasserdampfes hat diese langsamere Diffusion durch die anderen Gase der Luft einen großen Einfluß, indem er eine gleichförmige Verbreitung verhindert; dann aber, namentlich bei



, ist die Abnahme der
ücksichtigen, weil sie zur

Wasserdampf streng an-
e eine selbständige Atmo-
niemals die Sonne sehen,
atz Wasserdampf in einer
ar zunehmen, denn der
fisches Gewicht als Luft
ampfes in einem Kubik-
hmen, als der Luftdruck,
asserdampfes in höhere
t, daß in einer mäßigen
e Wolkenschicht existieren
sehen ließe. Statt dessen
rn, daß die Menge des
niederen Thälern an viel
daß in der Höhe die
ampf gesättigt ist. Die
igt, daß in großen Höhen

ändern und Luftballons
des Wasserdampfes in ver-
resniveau = 100 gesetzt.

Höhe in Tausenden Engl. Fuß.									
2	4	6	8	10	12	16	20	22
82	68	63	52	42	35	25	16	—
85	82	63	54	43	36	14	—	—
—	69	57	50	—	—	—	—	—
80	—	—	51	35	—	17	—	—
79	60	50	—	31	—	—	—	—
77	57	51	37	26	21	17	11	7
78	56	38	24	—	—	—	—	—
77	55	69	41	33	18	—	—	—
88	77	58	45	35	30	18	12	—
81	66	58	47	36	(35)	19	16	—
80	61	54	37	31	23	17	14	7
80	64	56	42	34	27	18	13	7
—	91	83	—	—	75	68	62	—
—	1_4	—	2_0	—	2_8	3_6	4_7	—

Es ist interessant, den in verschiedenen Höhen gefundenen Dampfdruck mit demjenigen zu vergleichen, welcher existieren würde, wenn die Hypothese einer selbständigen Wasserdampfatmosphäre richtig wäre. Es ist zu ersehen, daß je größer die Höhe, desto mehr die wirklich gefundenen Mengen von denen differieren, welche nach der Daltonschen Hypothese zu finden wären, in Höhen von 20 Tausend Fuß ist das Verhältnis schon nahe an 1 : 5.

Aus obiger Tabelle ist leicht zu erkennen, daß in allen Höhen die Luftfahrten weniger Wasserdampf zeigen, als Beobachtungen in Bergländern. Dies ist in folgender Art zu erklären. In die freie Luft kann der Wasserdampf in dreierlei Art gebracht werden 1) durch aufsteigende Luftströme, 2) durch horizontale Luftströme, 3) durch Diffusion des Wasserdampfes. In Bergländern in derselben Höhe kommt noch dazu die Verdunstung des Bodens, der Gewässer und der Pflanzen, also muß die Luft schon darum mehr Wasserdampf enthalten. Außerdem bringen längs der Bergseiten aufsteigende Luftströme mehr Wasserdampf.

Am langsamsten ist die Abnahme der Dampfmenge im Himalaya, was der durch hohe Temperatur und ergiebigen Regen begünstigten Vegetation zuzuschreiben ist. Am unregelmäßigsten sind die Verhältnisse bei Luftfahrten im Winter in Westeuropa. Dies kommt von der kleinen Zahl von Beobachtungen, wie auch daher, daß die Temperaturabnahme mit der Höhe dann sehr unregelmäßig ist, ja sogar oft sog. Interversionen vorkommen, d. h. die Temperatur mit der Höhe steigt.

Die meisten anderen Verhältnisse der absoluten und relativen Feuchtigkeit sind zu bekannt, daß ich darauf hier eingehen sollte, es ist also meine Absicht, nur einige Punkte zu berühren, welche zum besseren Verständnisse nötig sind.

In vielen meteorologischen Stationen sind Beobachtungen über die Verdunstung eingeführt. Ohne auf ausführliche Erklärungen einzugehen, genüge es zu bemerken, daß die Größe der Verdunstung, unter sonst gleichen Verhältnissen, größer ist, je höher die Temperatur, je kleiner die relative Feuchtigkeit und je schwächer die Bewegung der Luft (Wind) ist. Durch Beobachtungen an unseren Atmometern (Verdunstungsmessern), welche gewöhnlich mit den Thermometern zusammen in dem Jalousiekasten stehen, wollen wir eigentlich die Schnelligkeit messen, mit welcher die Luft Wasser-

dampf unter solchen Verhältnissen aufnehmen kann. Aber wie verhält sich die so gemessene Verdunstung, welche ich *mögliche Verdunstung* nennen will, zu der *wirklichen Verdunstung* von Wasserflächen ꝛc., d. h. zu der Menge Wasserdampf, welche von einer bestimmten Fläche aufgenommen wird?

Da unsere Atmometer vor den direkten Sonnenstrahlen geschützt sind, und auch die Stärke des Windes durch Dach und Jalousiewände geschwächt wird, so ist zu erwarten, daß die Verhältnisse dazu führen, daß von Wasseroberflächen mehr Wasser verdunstet, denn letztere werden von der Sonne beschienen und sind stärkeren Winden ausgesetzt. Aber nicht alle Verhältnisse sind einer großen Verdunstung in letzterem Falle günstig, denn da die verdunstende Oberfläche viel größer ist, als diejenige unserer Atmometer, so wird die Luft über einer Wasserfläche feuchter, durch das schon früher verdunstete Wasser. Ist die Wasserfläche groß, so kann selbst der Wind daran nicht sehr viel ändern, denn er bringt über einen Teil der Wasserfläche Luft, welche sich über einem anderen mit Wasserdampf bereichert hat. Interessant sind Beobachtungen in Nukuß in Zentralasien. Hier war, in den fünf Monaten vom Mai bis September 1875 *), die Verdunstung an dem Atmometer in dem Thermometergehäuse 145 cm, auf dem Flusse 96 cm; die mittlere Temperatur der Luft in diesen Monaten betrug $22._0$, des Flußwassers $21._6$. Also trotzdem die Oberfläche des Flußwassers durch die Sonne beschienen und stärkeren Winden ausgesetzt war, zeigte sie eine erheblich geringere Verdunstung, als durch den Atmometer gemessen. In den Monaten April, Oktober und November verdunstete auf dem Flusse eine Wasserschicht von 26 cm, in den acht Monaten also 122 cm. Für die anderen vier Monate fehlt es an Beobachtungen, aber da drei derselben eine Temperatur unter 0° haben, und auch die Luftfeuchtigkeit dann ziemlich bedeutend ist, so ist wohl kaum mehr als 18 cm für diese Monate anzunehmen. Dies gäbe in dem sehr trockenen und windigen Klima Zentralasiens eine wirkliche Verdunstung vom Flusse von nur $1._4$ Meter (140 cm) im Jahre. Im Kap. 30 komme ich zu dem Resultate, daß die wirkliche Verdunstung von der Fläche des

*) Stelling, Temperatur und Verdunstung, Repert. f. Meteorologie, Bd. VIII.

Kaspisees etwas über 1 Meter im Jahre beträgt, ein nahezu übereinstimmendes Resultat.

Es ist schon wiederholt die Meinung geäußert worden, daß von der Oberfläche des Mittelmeeres an den Küsten von Frankreich und Italien jährlich 3 Meter verdunsten. Dies scheint mir viel zu hoch gegriffen. Wenn auch die mittlere Jahrestemperatur selbst an den Nordküsten des Mittelländischen Meeres höher ist, als in Nukuß (etwa um 4^0—5^0), so ist dafür die relative Feuchtigkeit viel größer und die Temperatur der Sommermonate niedriger. Eine viel größere Verdunstung als in Nukuß könnte nur durch eine erheblich größere Windstärke zu Stande gebracht werden, in den Sommermonaten wenigstens sind die Winde auf dem Mittelmeere meistens leicht.

Für tropische Ozeane sind schon Verdunstungsmengen von 7 Meter per Jahr vermutet worden, mit noch weniger Recht, wenn die große Feuchtigkeit der Luft berücksichtigt wird.*)

Es ist interessant, dem Gange der möglichen und wirklichen Verdunstung in verschiedenen Verhältnissen nachzuforschen. Auf dem Meere und überhaupt auf Wasserflächen ist ein Parallelismus wirklich vorhanden. Sobald die Temperatur steigt, die relative Feuchtigkeit sinkt, der Wind stärker wird, d. h. sobald unser Atmometer eine größere *mögliche Verdunstung* anzeigt, wird auch die wirkliche zunehmen, denn die Wasserfläche ist da. Ebenso werden wir beide mehr oder weniger parallel steigen sehen, wo der Boden feucht und eine üppige Vegetation in voller Entwickelung vorhanden ist. Anders ist es in einer Wüste. Dort ist, namentlich im Sommer, die mögliche Verdunstung groß, d. h. die Luft ist im Stande, viel Wasserdampf aufzunehmen, denn die Luft ist warm und trocken und am Tage die Winde stark (s. Kap. 10). Aber die *wirkliche Verdunstung ist 0 oder nahezu 0*, denn der Boden oder Fels ist fast ganz trocken, eine Vegetation ist nicht vorhanden, oder nur eine solche, welche, wie der Boden, die letzten Reste von Feuchtigkeit hartnäckig zurückhält, Wasserflächen sind auch nicht da. Fällt Regen, so änderen sich die

*) Daß keine so große Mengen wirklich verdunsten, ist auch von den Ingenieuren des Suezkanales bewiesen, siehe Monteil, percement de l'Isthme de Suez, Comptes-Rendus de l'Acad. s. A. Bd. 85 S. 482.

Verhältnisse, die Oberfläche des Bodens ist feucht, es bilden sich hie und da Wasserlachen, auch die Vegetation belebt sich und verdunstet mehr Wasser. In derselben Zeit vermindert sich die mögliche Verdunstung, weil die Luft kühler und feuchter geworden ist.

Nicht immer wird Wasserdampf von Wasseroberflächen in flüssiger oder fester Form verdunstet. Es finden sich nicht selten die umgekehrten Verhältnisse, und statt Verdunstung haben wir Kondensation. Auf anderen festen Gegenständen sehen wir diese Verdichtung in Form von Tau oder Reif, auf Wasser und Schnee aber nicht.

Eine Wasserfläche wird dann Wasserdampf aus der Luft aufnehmen, wenn ihre Temperatur niedriger ist als der Taupunkt der umgebenen Luft. Nach den Untersuchungen von Dufour und Forel waren es 1867 21 Tage, an welchen dies für die Rhone in Genf eintrat, am häufigsten im April, Mai und Juni. Im Mai ist die Mitteltemperatur der Oberfläche der Rhone nur 3^0 höher, als der mittlere Taupunkt der Luft, im Dezember 8^0.

Auch in Petersburg sind solche Fälle im Mai und Juni nicht selten, denn die Newa bringt dann relativ kaltes Wasser aus dem Ladoga. So z. B. im Jahre 1875:

	Temperatur der Newa.	Dunstdruck bei dieser Temperatur. mm	Dunstdruck der Luft. mm
6. Juni	$9._7$	$9._0$	$13._4$
18. —	$11._9$	$10._8$	$15._5$
22. —	$14._6$	$12._3$	$16._6$

Der Ladoga selbst muß noch viel intensiver in dieser Art wirken, denn im Juni ist die Temperatur des Wassers selten über 4^0, was einem Dunstdrucke von $6._1$ mm entspricht, während an den Ufern Temperaturen von über 20^0 und ein Dunstdruck 11—12 mm nicht selten sind.

Ganz anders ist die Wirkung nicht gefrierender Gewässer im Herbst und Winter. Am 10. November 1875 war z. B. die Temperatur der Newa $5._7{}^0$, der zugehörige Dunstdruck $6._7$, Dunstdruck der Luft $2._7$, also um 4 mm weniger, und das Verhältnis des Dunstdruckes auf dem Flusse und in der Luft wie $2._5 : 1$. Da der Ladoga

selten ganz gefriert, jedenfalls nicht vor Ende Januar, so ist häufig der Dunstdruck über dem Wasser $4._6$, in der umgebenden Luft aber $0._2$ und darunter. Es ist klar, wie bei schwachen Winden bei solchen Verhältnissen dichte Nebel entstehen, wenn die Winde aber stark sind, wie viel Wasserdampf im Umkreise eines solchen Sees kondensiert wird.. Am Baikal ist dies noch mehr der Fall, er gefriert nicht vor Januar ganz zu, wenn die Mitteltemperatur der Luft an seinen Nordufern unter —25° ist und Minima von unter —40° nicht selten sind.

Bei weitem wichtiger sind diese Verhältnisse auf den Meeren. Selbst in den höchsten Breiten ist auf offenen, tiefen Meeren kein permanentes Eis; Winde und Strömungen zerbrechen es hie und da und öffenen mehr oder weniger große Flächen Wassers, dessen relativ hohe Temperatur und zugehöriger hoher Dunstdruck mit den niederen Werten beider in der umgebenden Luft in scharfem Gegensatz stehen.*) Dies befördert die Kondensation zu Schnee in sehr hohem Grade und hat daher auch die Bildung von Firn und Gletschern zur Folge. (s. Kap. 4 und 5).

Aber ich kehre zu den Verhältnissen zurück, unter welchen Wasserdampf vom Wasser verdichtet wird. Natürlich ist dies unter Umständen noch mehr an Schnee und Gletschern zu bemerken, welche oft in Verhältnissen bestehen, wo der Dunstdruck der umgebenden Luft weit über $4._6$ mm steigt. Selbst auf unserer russischen Ebene ist es nicht selten, daß Schnee in Wäldern und Schluchten sich findet, wenn der Dunstdruck der umgebenden Luft auf 10 mm steigt. Die Oberfläche des Schnees kondensiert dann Wasser und die Schmelze wird dadurch beschleunigt.

Große Gletscher befinden sich natürlich auch in solchen Verhältnissen, einige derjenigen an den Westküsten Patagoniens und Neuseelands wahrscheinlich das ganze Jahr; so steigt der Franz-Joseph-Gletscher in Neuseeland bis auf 212 m herab, wo die Jahrestemperatur etwa 10°, diejenige des Winters über 6° sein muß. Bei der Feuchtigkeit der Luft ist der Taupunkt auch im Winter über 0°.

Dufour und Forel machten während eines Sommers Be-

*) Siehe über diese Verhältnisse Weyprecht, Metamorphosen des Polareises.

obachtungen am Rhonegletscher, 1810 m ü. d. M.=N.*) Kubische Eisstücke wurden an der Luft aufgehängt und häufig gewogen. An den Tagen, wo der Taupunkt über 0^0 war, nahmen die Eisstücke an Gewicht zu, d. h. sie kondensierten Wasserdampf, anstatt es zu verdunsten, und die kondensierte Menge entsprach einem Niederschlage von $0._{15}$ mm pro Stunde bei einem Taupunkte von $+1^0$, von $0._1$ mm bei $+2^0$, $0._{05}$ bei $+3^0$. In 24 Stunden würde dies im ersten Falle $1._2$, im zweiten Falle $2._4$, im dritten $3._6$ mm pro Tag geben. Wenn der Rhonegletscher während nur 2 Monaten im Mittel $0._1$ mm pro Stunde kondensiert, in 2 Monaten $0._{05}$ mm, so würde dies eine Niederschlagshöhe von $21._6$ cm geben, d. h. etwa $^1/_5$ des jährlichen Niederschlages in der Schweiz. Also ist diese Kondensation keine verschwindende Größe, denn da ein kg kondensierten Wassers $7._{67}$ kg Eis in Wasser verwandelt, so müßten die $21._6$ cm sich niederschlagenden Wassers die Schmelze von über 1 Million, 600 Tausend Kubikmeter Eis pro Quadratkilometer des Gletschers bewirken.

Wir wissen, daß das verdunstende Wasser sich niederschlägt, und es ist keine unwichtige Frage, in welcher Art dieses geschieht, selbst von rein klimatologischem Standpunkte.

Es giebt zwei Hauptursachen der Niederschläge. Die erste habe ich schon in Kap. 1 erwähnt, es ist das Aufsteigen und die dadurch bewirkte Abkühlung der Luft, wodurch die Temperatur bald den Sättigungspunkt erreicht und dann sich ein Teil der Wasserdämpfe als Regen, Schnee oder Hagel ausscheidet. Eine aufsteigende Bewegung der Luft, welche Regen bewirken kann, ist unter dreierlei Verhältnissen möglich. 1. Durch einen vertikal aufsteigenden Strom oder die durch Erwärmung am Tage bewirkte Ausdehnung der Luft. Dies ist die Ursache der Regen am Nachmittag in vielen Gegenden der heißen Zone, auch in manchen Thälern mittlerer Breiten. Diese Regen sind lokal und zu ihrem Entstehen ist nötig, daß die Luft ruhig oder wenig bewegt sei. 2. Durch das spiralförmige Aufsteigen der Luft in einer Cyklone. Viele Gegenden der gemäßigten wie heißen Zone

*) Recherches sur la condensation de la vapeur aqueuse au contact de la glace. Arch. sc. phys. Bd. 40 (1871).

verdanken ihre ergiebigsten Regen dieser Ursache, und zwar führen die neueren Arbeiten der Meteorologen dazu, daß Cyklonen auch in den Tropen häufiger angenommen werden, als früher. Noch vor kurzer Zeit erkannte man nur die heftigsten derselben an, die indischen Meteorologen haben aber bewiesen, daß es in Indien in der Regenzeit häufige Cyklonen giebt, welche von unbedeutender Abnahme des Luftdruckes und mäßigen Winden begleitet sind, während welcher aber viel Regen fällt. 3. Durch horizontale Luftströmungen, welche, eine Bergkette treffend, eine vertikale Komponente erhalten, d. h. längs des Abhanges aufsteigen. Die Regen, welche durch diese Ursache entstehen, sind oft sehr ergiebig, und die regenreichsten Orte der Erde befinden sich auf einem Abhange oder am Fuße eines Abhanges, welcher gegen ein wärmeres Meer gekehrt ist.

Es ist möglich, die Wassermenge zu berechnen, welche sich in einem aufsteigenden Strom ausscheidet, wenn uns folgende Größen bekannt sind: 1. die Anfangstemperatur und Feuchtigkeit des Luftstromes 2. die Temperaturänderung beim Aufsteigen, 3. die Geschwindigkeit des Luftstromes.

Das erste wird uns in vielen Fällen durch Beobachtungen annähernd gegeben, das zweite folgt aus elementären Sätzen der Thermodynamik*), das dritte wissen wir nicht mit irgend welcher Genauigkeit, weil uns die Mittel der Beobachtung meistens fehlen, denn in der Nähe der Erdoberfläche, wo unsere Anemometer stehen, sind die Luftströmungen durch Reibung sehr gehemmt:

Ich gebe einige Exempel. Es sei eine gesättigte Luftmasse in 220 m Höhe, ihre Temperatur 20^0, Dunstdruck $17._4$ mm, also enthält sie 17.18 gr Wasserdampf per Kubikmeter. Wenn sie um 1000 m steigt, also auf eine Höhe von 1220 m über d. M.=N., wird ihre Temperatur $15._5{}^0$, der Dunstdruck $13._1$ mm betragen, die Menge Wasserdampf per cbm. $13._{14}$ gr. Es hat sich also eine Wassermenge von $4._{04}$ gr per cbm ausgeschieden. Ich nehme eine sehr langsame Steigung der Luftmasse an, 1 m per Sekunde, also 3600 m per Stunde. Es werden sich in einer Stunde von 1 Quadratmeter Fläche 3600 cbm. Luft erheben, und die Menge Niederschlages per Quadratmeter etwa $14._{69}$ kg.

*) Siehe die Tabelle auf Seite 11.

betragen (3600×4.08 gr $= 14668$ gr), also sich eine Regenmenge ausgeschieden haben, welche 14.69 mm Höhe hat. Eine Regenmenge von 14.69 mm per Stunde ist in mittleren Breiten nicht gerade häufig, 30 mm per Regentag ist schon sehr viel. Also ist schon bei sehr langsamer vertikaler Bewegung der Luft und bei nicht sehr hoher Temperatur ein ergiebiger Niederschlag möglich.

Wenn wir statt eines vertikalen Luftstromes einen längs einer Bergkette aufsteigenden annehmen, so müßte, bei einem Neigungswinkel von nur 9° die horizontale Geschwindigkeit nur 10 m per Sekunde betragen, um ein Aufsteigen von 1 m per Sekunde zu bewirken. Ich nehme ein anderes Beispiel, bei Temperaturen und Dunstdrucken, welche in den Tropen vorkommen. Es befinde sich in 220 m ü. d. M-N. ein gesättigter Luftstrom einer Temperatur von 25°. Er enthält also 22.9 gr. Wasserdampf per cbm. Auf einer Höhe von 1220 m angekommen, wird er sich auf 21° abgekühlt haben und 18.2 gr Wasserdampf per cbm enthalten, es haben sich also 4.7 gr ausgeschieden. Bei einer Geschwindigkeit von 2 m per Sekunde wird die Höhe des Niederschlages 33.84 in einer Stunde betragen, oder 33.84 kg per Quadratmeter. Dieses ist auch in feuchten Tropenländern nicht gerade häufig, und die 19jährigen Beobachtungen an einem so regenreichen Orte wie Batavia geben 88.5 mm als die größte Menge per Stunde. Also wäre eine Geschwindigkeit des aufsteigenden Stromes von etwas über 5 Meter per Sekunde genügend, um die größte stündliche Regenmenge von Batavia zu geben. Und doch habe ich ein Aufsteigen der Luft nur bis 1220 Meter angenommen, sie kann und wird oft bis zu einer viel größeren Höhe steigen, und dann, weil die Ausscheidung in einer mächtigeren Schicht zugleich vorgeht, auch mehr Wasser pro Stunde geben.

Bei heftigen tropischen Cyklonen fallen freilich viel größere Mengen in kurzer Zeit, so fielen am 20. Oktober 1882 in Manila 165 mm in einer Stunde und davon 100 mm in einer Viertelstunde. Aber dann ist auch die aufsteigende Bewegung sehr heftig und erstreckt sich auf eine sehr mächtige Luftschicht zugleich.*)

Auch bei der Mischung von Luftströmen ungleicher Temperatur, die beide ganz oder fast gesättigt sind, entstehen Niederschläge,

*) Zeitschr. f. Met. Bd. XVIII, S. 64.

aber viel weniger ergiebige. Es seien zwei Luftmassen vorhanden, beide 1000 m mächtig, und mit Wasserdampf gesättigt, die eine habe eine Temperatur oben 20 °, unten 25 °, die andere oben 5 °, unten 10°. Die mittlere Temperatur der Mischung wird etwa 16° betragen, und es wird ein Niederschlag von $0._{45}$ mm dabei entstehen, d. h. $0._{45}$ kg pro Quadratmeter Fläche fallen. Dauert der kalte Luftstrom fort, d. h. werden immer neue Massen Luft von $7._{5}°$ zugeführt, bis die ganze Masse sich auf diese Temperatur abgekühlt hat, so entsteht im ganzen ein Niederschlag von $11._{9}$ mm. Dabei müßte sich jeder cbm warmer Luft mit 405 cbm kalter mischen. Also können wohl bedeutende Wassermassen bei der Mischung gesättigter Luftströme verschiedener Temperatur fallen, aber es ist eine lange Zeit dazu nötig. Selbst im Winter in höheren mittleren Breiten fallen die ergiebigeren Regen bei Cyklonen, und zwar namentlich dort, wo die Luft außerdem noch längs eines Abhanges aufsteigt, wie an den Westküsten von Großbritannien, Norwegen, Nordamerika. Selbst dichter Schnee fällt beim Aufsteigen feuchter Luftströme, während die Mischung der Luft verschiedener Temperatur seine sog. Nebelregen ergiebt.

Es können auch Niederschläge ohne Aufsteigen und ohne Mischung der Luft stattfinden, nämlich durch Erkalten der Luft durch Strahlung. So entstehen die Nebel, welche man zuweilen in der Nacht oder am Morgen bemerkt, dort wo keine Gewässer Dämpfe von einer verschiedenen Temperatur ergeben können. Jedoch sind Nebel durch Mischung von Luft verschiedener Temperatur in der Nähe von Gewässern häufiger, namentlich dann, wenn die Oberfläche des Wassers wärmer ist als die Luft. Dieser Art sind unsere Herbst- und teilweise unsere Winternebel, oder die Nebel bei der Begegnung des Golfstromes mit dem kalten Labradorstrome.

Häufiger entsteht Niederschlag durch Erkaltung an Ort und Stelle an der Oberfläche fester oder flüssiger Gegenstände (Tau, Reif).

Wir wissen leider noch sehr wenig über die größten Regenmengen in einer Stunde, überhaupt in kürzeren Perioden, weil die Regenmenge meistens nur einmal am Tage gemessen wurde. Für die Menge an einem Tage giebt es also viel mehr Material. Über 100 mm an einem Tage wurde schon in solchen Gegenden gemessen, wo die jährliche Regenmenge 70 cm beträgt und da-

runter und besonders heftige Regengüsse selten sind, so z. B. in der Ebene von Norddeutschland. Die größte Menge in Deutschland wurde auf dem Brocken gemessen, 124 mm. In den österreichischen Alpen kamen schon größere Mengen vor, auch am adriatischen Meere, so in Ragusa 217 mm. Auch in der Schweiz sind schon Mengen von über 200 mm beobachtet worden, am Bernhardin selbst 254. In Montpellier in Südfrankreich 233 mm in 7 Stunden. In früheren Jahren findet man viel größere Zahlen erwähnt, so 783 mm in Joyense in Südfrankreich und 812 mm in Genua, aber diese Zahlen sind höchst zweifelhaft und können leicht auf Irrtümern beruhen. War doch Coïmbra in Portugal lange Zeit als der regenreichste Ort von Europa berühmt; man nahm dafür eine jährliche Regenmenge von über 300 cm an, bis Hr. Hann bewies, daß dies auf einem Irrtume beruhe, welchen der eine dem anderen abschrieb, und daß in Coïmbra keine 100 cm im Jahre fallen. Noch leichter kann solch' ein Irrtum bei Nachrichten über tägliche Regenmengen vorkommen.

In den östlichen Vereinigten Staaten sind am 23. September 1882 296 mm in New-York und 293 mm in Paterson (New-Jersey) vorgekommen. Das östliche Australien zeichnet sich durch ganz besonders heftige Regengüsse aus, so fielen in Sydney an einem Tage 518 mm, davon in 2 Stunden 135.

Die Tropen haben natürlich noch größere Regengüsse, als die mittleren Breiten. So fielen in Hilo, Hawaii 436 mm*) in 22 Stunden, aber die größte Menge an einem Tage wurde zu Cherrapongi in Assam beobachtet, wo auch die jährliche Menge die größte bekannte der Erde ist. Hier wurden 1036 mm an einem Tage beobachtet. Fiel diese enorme Menge gleichmäßig während 24 Stunden, so würde es doch 44 mm pro Stunde geben**); in 15 Jahren gab es 14 einzelne Tage, an welchen mehr als 20 Zoll fiel, (508 mm). In Purneah im nördlichen Bengalen fielen während einer Cyklone am 13. September 1879 889 mm. Aber vielleicht noch bemerkenswerter ist der Regenfall an einem Tage zu Bhosawal in der Nähe des Tapti, 528 an einem Tage, davon 420 in

*) Die größere Zahl der hier gegebenen Beispiele ist der Zeitschr. f. Met. Bd. XVI, S. 445, XVII, S. 148 und XVIII, S. 175 entnommen.

**) Quart. Journ. R. Meteor. Soc. 1882, S. 41.

12 Stunden, und dies in einer Gegend, wo die mittlere jährliche Menge kaum über 50 cm beträgt.

In dem so regenreichen malayischen Archipel sind hingegen bis jetzt keine so ergiebigen Regen bekannt, die größte Menge in sechs Jahren, obwohl sehr zahlreiche Stationen existieren, ist 399 mm pro Tag in Pangkadjene, W.-Celebes, wo im Jahre über 400 cm fallen.

Über die größten Regenmengen an einem Tage in Rußland s. Kap. 29.

Bei Betrachtung der Niederschläge ist es sehr nützlich, sich darüber Rechenschaft zu geben, wo das Wasser verdunstete, welches an dem betreffenden Orte als Regen, Schnee oder Hagel niederfiel. Die Hauptquellen der Verdunstung auf unserer Erde sind natürlich die Ozeane und zwar ihrer großen Erstreckung wegen, wie auch darum, weil hier immer Wasser zur Verdunstung vorhanden ist oder da, wie ich mich früher ausdrückte, die wirkliche Verdunstung der möglichen folgen konnte Jedoch die Ozeane sind bei weitem nicht die einzigen Quellen der Verdunstung, denn örtlich verdunstet viel Wasser nicht nur von der Oberfläche der Landseen, sondern auch von dem Boden und der Vegetation der Kontinente, und diese Verdunstung ist sehr in Betracht zu ziehen. Durch sie ist es größtenteils zu erklären, daß sehr beträchtliche Niederschläge teilweise in großer Entfernung vom Ozeane fallen.

Der bemerkenswerteste Fall der Art sind die sehr ergiebigen Regen, welche am oberen Amazonas fallen und zwar nicht nur an den Abhängen der Anden, sondern in der Ebene, z. B. in Iquitos in Peru. Dieser Ort ist etwa 2000 km vom atlantischen Ozeane entfernt und wenn auch dem pacifischen Ozeane näher, von ihm durch die hohe Andenkette getrennt. Hier fällt im Jahre über 280 cm Regen, eine Menge, welche sonst nirgends auf der Erde in solcher Entfernung vom Ozeane in der Ebene vorkommt; aber dies wird dadurch erklärt, daß das Amazonasgebiet sehr üppige Wälder trägt, welche eine enorme Menge Wasser verdunsten.

Überhaupt ist wohl anzunehmen, daß in großer Entfernung vom Meere nirgends sehr viel Regen fällt, außer an Berghängen, wo die Luft gezwungen wird, aufzusteigen, daß aber in Regionen wenig ergiebiger Niederschläge der niederfallende Wasserdampf von weit her gebracht werden kann, so z. B. ist der Schnee, welcher

in Sibirien, selbst jenseits des Jenissei, fällt, ein Resultat der Verdunstung auf dem atlantischen Ozeane. Ebenso muß das Wasser, welches im Innern der Sahara niederfällt, größtenteils auf dem atlantischen oder indischen Ozeane verdunstet sein, denn die Sahara liefert zu wenig Wasser zur Verdunstung. Mit dem Sommerregen von Sibirien ist es wiederum anders, und ein großer Teil des in Zentralasien niederfallenden Wassers muß von der Oberfläche des Landes verdunstet sein, denn rund herum sind Kontinentalflächen, wo auch Sommerregen vorwalten und wo von der Oberfläche des Bodens und der Gewässer viel Wasser verdunstet. Es ist schon von Dove bemerkt worden, daß im Sommer der Dunstdruck vom atlantischen Ozean nach dem Innern des Kontinents wenig oder gar nicht abnimmt. Dies wäre unmöglich, wenn die Verdunstung an Ort und Stelle nicht sehr wesentlich zur Bereicherung der Luft beitrüge.

Über ein verwandtes Thema brauche ich mich nur kurz zu fassen, nämlich darüber, daß noch bis vor kurzem die Meinung verbreitet war, der Wasserdampf, welcher in mittleren Breiten als Regen oder Schnee niederfällt, sei auf tropischen Ozeanen verdunstet. So nannte z. B. Dove das westindische Meer die Wiege der Niederschläge Europas. Jedoch dies ist schon darum nicht möglich, weil hier die Winde in den unteren Regionen N.E. sind, die S.W.-Winde der oberen Regionen aber so hoch anfangen (über 4000 m), die Luft dort eine Temperatur von nahezu 0 hat und also auch wenig Wasserdampf enthalten kann. Dieser sogenannte rückkehrende Strom senkt sich zur Erde an der Polargrenze der Passate und es ist bekannt, daß ein niedersinkender Luftstrom nicht die Ursache der Niederschläge sein kann. Das Wasser, welches in West- und Nordeuropa niederfällt, verdunstet hauptsächlich auf dem atlantischen Ozean nördlich von der Passatgrenze in der Gegend der vorwaltenden S.W.-Winde. —

Das hier Bemerkte hat auch eine andere Anwendung; es ist nämlich bei der Frage über die Verschiedenheit der Menge von Sonnenwärme, welche die Erde in einzelnen Jahren erhält, bemerkt worden, daß eine größere Menge Sonnenwärme nicht notwendig mit einer höheren Temperatur der Luft in den Tropen verbunden sein müsse, denn die Wärme würde auf eine größere Verdunstung von der Oberfläche der Meere verwandt und

der Wasserdampf könne Monate lang in der Luft schweben, um sich dann in Regengüssen über die mittleren Breiten zu ergießen. Das hier Bemerkte und die Erörterungen über die Menge des Wasserdampfes in der Atmosphäre sind wohl genügend, um zu zeigen, daß dies nicht möglich ist und daß das verdunstete Wasser nicht lange in der Atmosphäre aufgespeichert werden kann.

Nehmen wir das Beispiel von Wien im Juli: die Mitteltemperatur ist 20.3^0 der Dunstdruck 11 mm und nach den oben gegebenen Beispielen der Abnahme des Wasserdampfes mit der Höhe muß bis zu einer Höhe von 8000 m über einem Querschnitt von einem qm ungefähr 33 kg Wasserdampf enthalten sein; wenn also dieser ganze Wasserdampf sich kondensierte, so würde er nur eine Niederschlagshöhe von 33 mm bewirken. Selbst in den feuchtesten Tropengegenden ist ein Dunstdruck von 22 mm selten: so erreicht kein Monatsmittel in Batavia diese Größe; also auch dort ist die Menge des augenblicklich in der Luft vorhandenen Wasserdampfs nicht bedeutend und zu ergiebigen Niederschlägen ist unbedingt notwendig, daß der Wasserdampf an dem Orte des Niederschlages häufig erneuert wird durch Verdunstung wie auch durch seitliche Luftströmungen.

Außer der Regenmenge ist auch die Häufigkeit der Regen ein klimatologisches Element von einiger Bedeutung, jedoch sind keine so ausgedehnte Bearbeitungen für dasselbe wie für die Regenmenge vorhanden. Sie finden sich freilich neben den Zahlen für die Regenmenge in dem großen Werke von Wesselowski über das Klima Rußlands.

Später hat Köppen diesem Elemente eine große Bedeutung beigelegt und für viele Orte die Regenwahrscheinlichkeit berechnet. Diese wird dadurch erhalten, daß man die Zahl der Regentage durch die Zahl der Monatstage dividiert.

Es ist schon zuweilen die Frage aufgetaucht, ob nicht die Regenwahrscheinlichkeit ein sichereres Mittel wäre, den Charakter der Regen darzustellen als die Regenmenge; namentlich darum, weil letztere zu sehr durch einzelne ergiebige Regen beeinflußt wird, welche oft sehr lokalen Charakters sind. Für kurze Beobachtungen gilt diese Einwendung zum Teil, nicht aber für längere, denn schon das Vorkommen ergiebiger Regen an einem Tage ist ein klimatologliches Element von großer Bedeutung. Den Regen-

tag überall statt der Regenmenge zu nehmen ist schon deshalb nicht zulässig, weil die Regendauer, wie die Ergiebigkeit der Regen höchst verschieden sind. Ein mittlerer Regentag in Cherrapongi in Indien giebt 130 mm, ein Nebelregentag vielleicht 1 mm. Dann ist auch die Dauer zu berücksichtigen: in der Passatregion auf den Meeren sind die Regen sehr kurz, während des feuchten Monsuns in Indien dauern sie oft über 24 Stunden.

Es scheint mir viel wichtiger, Nachrichten über die Regendauer zu erhalten als über die Regenhäufigkeit (Regenwahrscheinlichkeit) und zwar ist Hoffnung vorhanden, daß wir solche Nachrichten von Schiffen erhalten werden; dies ist nicht sehr schwer zu bewerkstelligen, weil auf den Schiffen beständige Wache gehalten wird, welche dies leicht ermöglicht. Solche Zahlen würden natürlich höchst wichtig sein.

In einer neueren Arbeit Köppens*) finden wir Zahlen über die Dauer des Niederschlages an einem Regentage, nach einer neuen Methode berechnet; ich gebe unten einige seiner Resultate.

Die mittlere Zahl der Regenstunden an einem Regentage beträgt nach dieser Quelle*), in Klammern die Zahl der Stationen:

(32)	Atlantische Küste	Vereinigte Staaten	5.1 Stunde.
(15)	Region der großen Seen		5.2 "
(24)	Mississippi-Becken		5.0 "
(9)	Golfküste		4.1 "
	Arizona		2.6 "
	Felsengebirge		3.2 "
(4)	Nördliches Norwegen		10.8 "
(4)	Südliches Norwegen	Westküste	9.6 "
(4)		S.E. Küste und Inneres	7.5 "
	London		4.7 "
(2)	Deutsche Ostseeküste		3.9 "
(2)	Holstein		3.6 "
(2)	Deutsche Nordseeküste		4.5 "
(3)	Mitteldeutschland		4.2 "
(2)	Süddeutschland		6.0 "

Für Norwegen giebt die Regenmenge per Regenstunde in Millimetern:

*) Meteor. Zeitschr. 1884.

	Winter.	Frühling.	Sommer.	Herbst.	Jahr.
Nördliches N. (65°—70° N.)	0.36	0.34	0.53	0.56	0.45
Westküste (59°—65°)	0.64	0.57	0.90	0.81	0.73
Ganz Norwegen	0.53	0.50	0.87	0.78	0.66

Das Kapitel 29 giebt Betrachtungen über diesen Gegenstand für das russische Reich, auch die Regenmenge per Regentag; hier lasse ich eine Tabelle folgen, welche die Regenwahrscheinlichkeit, die Prozente der monatlichen Regenmenge und die Regenmenge per Regentag giebt. Ich habe nur wenige Orte ausgewählt und zwar solche, welche Gegenden von scharf ausgesprochenem Regencharakter angehören.

Orte.	Monate.	Regenwahrscheinlichkeit.	Mittlere Regenmenge der Monate in Proz. der Jahresmenge.	Regenmenge pr. Regentag. mm
Subtropische Regenzone.				
San Francisco	Dezember, Januar	36	24	13.0
	Mai, Juni, Sept., Okt.	13	6	4.5
Lissabon	Februar	44	13	7.5
	Juli	6	0.4	1.7
	September	24	5	4.7
	November	43	15	8.4
Funchal, Madeira	November bis März	39	16	10.5
	April, Mai	22	5	5.8
	Juni bis August	5	0.8	3.7
	September, Oktober	17	5	6.6
Jerusalem	Dezember bis März	32	20	11.2
	April, November	18	8	7.5
	Mai, September, Oktober	4	1.2	4.9
Ostasiatische Monsunzone.				
Yokosko bei Tokio	Juni bis Oktober	39	12	22.2
	Dezember bis Februar	22	2.8	8.9
	Jahr	32	—	18.4

Orte.	Monate.	Regenwahrscheinlichkeit.	Mittlere Regenmenge der Monate in Proz. der Jahresmenge.	Regenmenge pr. Regentag. mm
Peking	November bis März	5	1	1.9
	April bis Juni	24	7	6.6
	Juli, August	40	31	15.6
	September, Oktober	17	7	8.5
Hüttenwerk Nertschinsk	November bis März	15	1.1	0.9
	April bis Juni	27	8	4.1
	Juli, August	48	27	6.9
	September, Oktober	29	7	2.9
Indische Monsunzone.				
Bombay	Juni bis August	81	81	19.3
	September, Oktober	38	17	12.7
	Mai, November	5	1.4	8.5
Australische Monsunzone.				
Batavia, Java	Dezember bis Februar	69	16	15.0
	März bis Mai	43	6	10.3
	Juni bis September	25	3	9.6
	Oktober, November	36	7	10.3
Westküste von Südcelebes	Dezember bis Februar	78	21	32.6
	Juli bis September	12	1.3	13.3
	Jahr	42	—	24.1
Kap York, N.-Australien	Dezember bis März	59	20	21.8
	Juni bis Oktober	31	0.6	1.9
	April, Mai	50	7	10.5
Delanassaw, Fidschi	Januar bis März	68	20	24.9
	Juni bis September	24	2.7	10.0
	Jahr	43	—	17.5

Orte.	Monate.	Regenwahrscheinlichkeit.	Mittlere Regenmenge der Monate in Proz. der Jahresmenge.	Regenmenge pr. Regentag. mm.
	Tropische Regenzone.			
Cordoba, Mexiko	Dezember bis März	26	3	9.6
	Juni bis September	69	16	22.6
Denbigh, Jamaika	Januar, Februar	15	3	9.4
	Mai, Juni, Sept., Okt.	28	15	22.2
	Jahr	22	—	16.0

Ich betrachte erst die Region der sogenannten subtropischen Regen, d. h. mit Maximum in den kälteren Monaten und ganz oder fast regenlosen Sommern. Wie aus der Tabelle zu sehen ist, zeigen hier Regenwahrscheinlichkeit wie Verteilung der Regenmenge auf die Monate nahezu dasselbe Bild. Jedoch die Regenmenge zeigt es noch schärfer charakterisiert und z. B. auf der Insel Madeira giebt ein mittlerer Regentag im Sommer dreimal weniger Wasser als in den kälteren Monaten, in Lissabon ein Regentag im Juli fünfmal weniger Wasser als im November. Es ist kaum zu bezweifeln, daß die seltenen Sommerregen des Subtropengürtels in starken Güssen fallen, die Winterregentage aber häufig einen anderen Charakter haben, in kurzen Zeiten weniger Wasser fällt, aber dafür der Regen länger dauert und als Resultat ein Winterregentag mehr Wasser liefert. Noch schärfer ist der Unterschied in tropischen und Monsunregionen: als Repräsentanten der tropischen Regen sind hier Denbigh auf Jamaika und Cordoba im östlichen Mexiko angeführt. Der erste Ort hat eine doppelte Regenzeit mit Maximum in den Monaten Mai und Oktober, wo an einem Regentage mehr als doppelt so viel fällt, als in den regenärmsten Monaten Januar und Februar, in Cordoba fällt der meiste Regen von Juni bis September, viel weniger von Dezember bis März, und in der letzteren Jahreszeit giebt ein Regentag weniger als die Hälfte der Regenmenge als in der ersteren. Sehr groß sind die Unterschiede dort, wo die australische Monsunregion scharf ausgebildet

ist. Am Kap York in Nordaustralien giebt ein Regentag während des feuchten Monsuns über 17-mal mehr Wasser als ein Regentag in der trockenen Jahreszeit.

In der indischen Monsunregion ist auch ein großer Unterschied zu bemerken.

Auch außerhalb der Tropen in der ostasiatischen Monsunregion ist der Unterschied der Wassermenge, welche ein Tag mit Niederschlag in der Regenzeit und in der trockenen Zeit giebt, höchst bedeutend, kann aber freilich, teilweise auch auf Rechnung der höheren Temperatur der Regenmonate gesetzt werden. In allen angeführten Beispielen, welche so verschiedenen klimatischen Regionen entnommen sind, ist in den Monaten mit der größeren Regenwahrscheinlichkeit ein Regentag ergiebiger, als in den Monaten, wo die Regenwahrscheinlichkeit kleiner ist.

Aus allem hier Bemerkten schließe ich, daß Tabellen der jährlichen Regenmenge und ihrer Verteilung auf die Monate uns ein genaueres Bild über die Verhältnisse geben als die Regenwahrscheinlichkeit. Daher habe ich mich auch an die ersten beiden Größen in den Tabellen am Ende des Buches gehalten. Bei der Verteilung auf die Monate habe ich meistens einige Orte, welche denselben klimatischen Regionen angehören, vereinigt, da sehr häufig die Verteilung auf die Monate dieselbe ist, selbst an Orten, wo die jährliche Regenmenge ziemlich bedeutend differiert. Dies ist zum ersten Male von Hann in seinen „Untersuchungen über die Regenverhältnisse Oesterreich-Ungarns" bewiesen. Es finden sich Stationen, deren jährliche Regenmenge sich wie 1 : 2 verhält, die Verteilung auf die Monate aber sehr nahe dieselbe ist. Die Ebene von Indien und die Abhänge des Himalaya und der Khassiaberge bieten noch bessere Beispiele dieser Art.

Eine fernere Art der Betrachtung der Hydrometeore geben uns die Zahlen über die mittlere Bewölkung, wobei bekanntlich 0 einen unbewölkten Himmel, 10 einen ganz bedeckten ausdrückt. In betreff des Bildes, welches uns diese Zahlen über die Verhältnisse von vielen Gegenden mittlerer Breiten, namentlich Nord- und Mitteleuropa, geben, ist folgendes zu bemerken: Sie lassen entschieden den Unterschied zwischen Sommer einerseits, Spätherbst und Winter andrerseits weniger scharf erscheinen, als wir ihn

fühlen. Dies kommt daher, weil im Sommer mittlere Grade der Bewölkung häufig sind, welche uns nahezu denselben Eindruck machen wie unbewölkte Tage. Es ist keineswegs dasselbe, ob wir drei Tage haben, jeden mit einer Bewölkung von 3_3, oder einen ganz bedeckten und zwei unbewölkte Tage. Obgleich das Mittel in beiden Fällen dasselbe ist, wird unser Gefühl, wie auch der Einfluß auf die Vegetation sehr verschieden sein. Im Winter sind bei uns scharfe Unterschiede in der Bewölkung, ganz bedeckte Tage sind sehr häufig, unbewölkte Tage aber nicht seltener als im Sommer.

In den letzteren Jahren werden diese Verhältnisse auch genügend berücksichtigt und es werden Tabellen über die Zahl der vorwaltend klaren und vorwaltend bedeckten Tage gegeben. Jedoch ist leider die Zahl der solcher Art berechneten Mittel noch zu klein, um in den Tabellen am Ende des Buches Berücksichtigung zu finden.

Wiederum eine andere Art der Betrachtung dieser Verhältnisse besteht in der Registrierung der Dauer des Sonnenscheins. Diese Methode giebt Zahlen, welche eine unmittelbarere Verwendung auf die Verhältnisse der Vegetation haben. Als Beispiel führe ich einige der so gefundenen Zahlen an, welche verschiedene Klimate charakterisieren. In dieser Tabelle bedeutet A die mittlere Dauer des Sonnenscheins in Stunden per mittleren Monatstag, $\frac{A}{B}$ aber das Verhältnis zu dem möglichen Sonnenscheine, d. h. zu der Zahl der Stunden, während welcher die Sonne über dem Horizonte ist.

Für die Stationen Großbritanniens benutzte ich die Zusammenstellung Scotts*), für Pawlowsk die in den Annalen des physikalischen Zentralobservatoriums über $4^1/_2$ Jahre (Juli 1880 bis Dezember 1884), für New-York über 1 Jahr (1882)**), für alle anderen Stationen die Zusammenstellungen Pernters***); die Periode ist 1 Jahr für Allahabad, 11 Monate für Winnipeg, 17 Monate (August 1881 — Dezember 1882) für Pola, 42 Monate (April bis September 1880 und die Jahre 1881—1883) für Wien.

*) Quart. Journ. Meteor. Soc. July 1885.

**) Report of the New-York. Meteor. Oservatory Central Park

***) Zeitschr. f. Met. Bd. XVI, XVII, XIX.

	$A\frac{A}{B}$		$A\frac{A}{B}$		$A\frac{A}{B}$		$A\frac{A}{B}$		$A\frac{A}{B}$
	Sandwick, Orkaden.		Valentia, West-Irland.		Oxford, England.		St. Aubin, Insel Jersey.		Wien.
Jahr	3.2	24	4.1	32	3.9	30	5.1	39	4.9	38
Januar	0.9	13	1.8	22	1.2	15	2.0	23	2.8	33
Februar	1.6	19	2.1	22	2.1	22	3.3	33	3.2	31
März	2.3	20	4.2	35	4.3	36	5.0	43	4.4	37
April	4.5	33	5.9	43	4.9	36	6.3	45	4.6	35
Mai	6.6	38	7.8	51	6.9	45	8.6	56	7.2	47
Juni	5.8	31	6.4	39	5.6	33	7.5	47	8.1	50
Juli	5.2	30	5.0	31	5.9	36	7.5	48	9.3	59
August	3.9	25	5.0	34	5.4	37	7.3	52	7.5	53
Septbr.	3.3	26	4.2	33	4.3	34	5.5	44	4.9	45
Oktober	2.5	25	3.7	35	3.0	29	4.0	38	2.4	22
Novbr.	1.4	19	2.3	26	2.3	27	2.5	28	2.5	27
Dezember	0.6	9	1.4	18	1.1	15	1.2	15	1.7	20

	Pawlowsk bei St. Petersburg		Pola.		New-York.		Winnipeg.		Allahabad.	
Jahr	4.7	34	7.6	60	8.0	64	6.1	48*)	8.7	73
Januar	1.3	20	5.6	60	5.0	52	3.1	35	8.3	78
Februar	2.6	29	8.1	78	6.3	60	—	—	9.8	86
März	4.1	35	7.3	61	7.0	59	5.5	46	9.9	82
April	6.6	51	8.6	62	8.3	62	7.8	56	11.1	87
Mai	7.3	43	10.7	72	10.5	71	8.8	57	10.4	78
Juni	9.3	54	11.5	74	11.1	73	9.3	57	7.3	55
Juli	8.7	48	11.4	75	11.2	75	8.5	54	5.8	43
August	7.1	46	11.4	82	10.1	73	9.9	69	4.7	36
Septbr.	5.3	39	6.4	51	8.8	71	6.5	56	8.4	68
Oktober	2.4	23	3.3	30	7.4	68	3.5	33	10.2	89
Novbr.	0.6	8	4.3	45	5.5	56	3.1	35	8.9	82
Dezember	0.5	9	3.0	34	5.0	54	3.0	40	9.4	92

*) Im Februar 4.4 und 44 angenommen.

Kapitel 3.

Flüsse und Landseen als Produkte des Klimas.

Quellen, Bäche und Flüsse sind das Resultat der atmosphärischen Niederschläge; sie führen dem Ozean und den abflußlosen Landseen das Wasser zu, welches von der Verdunstung des Bodens, der Gewächse und der Gewässer übrig geblieben ist; von diesem großen Becken verdunstet es wieder, um seinen Kreislauf abermals zu beginnen. Als Resultat der Niederschläge muß sich auch in den Flüssen die Periodizität derselben wiederspiegeln, und es ist möglich, einige Typen aufzustellen, um den Einfluß der Menge, Form und Periodizität der Niederschläge auf die Flüsse auszudrücken. Es ist jedoch noch einige Vorsicht zu beobachten, welche vor Irrtümern bewahren soll, namentlich für die Länder, in denen die Menge des die Flüsse passierenden Wassers nicht sehr genau bestimmt ist.

1) Nach der Zahl und der Wassermenge der Flüsse zu urteilen, ist es leicht, die Ebenen, namentlich in der Nähe von Flußmündungen, für feuchter zu halten, als sie wirklich sind, denn bei Flüssen mit trägem Gefälle ist mehr Wasser vorhanden, als bei solchen, bei denen das Gefälle größer ist. Bei Hochwasser der Flüsse werden solche Gegenden oft meilenweit überschwemmt. Andererseits äußert sich dort, wo die Flüsse durch Felsen beengt sind, jeder Wasserzuwachs durch eine große Zunahme der Höhe des Wassers. Es ist mithin leicht möglich, daß wir bei Prüfung von Tabellen der Wasserhöhe in Stromengen einen falschen Begriff von der Größe der Ursache erhalten.

2) Ein großer Fluß giebt in seinem Unterlaufe ein Mittel aus den klimatischen Einflüssen, welche auf sein ganzes Gebiet wirken, und, wie bei jedem Mittel, ist es interessant, auf die Komponenten näher einzugehen. Kleinere Flüsse geben ein richtigeres Bild von den klimatischen Einflüssen, weil auf kleineren Entfernungen das Klima weniger wechseln kann.

3) Die Entfernung eines gegebenen Punktes von den oberen Teilen des Flußgebietes und die Schnelligkeit der Strömung ist in Betracht zu ziehen, wenn aus den Bewegungen der Flüsse auf die Niederschläge Folgerungen gezogen werden sollen. Bei großen Flüssen ist die Verspätung sehr bedeutend. So z. B. tritt in der Wolga bei Astrachan das Hochwasser im Juni ein, nämlich etwa zwei Monate nach der Schneeschmelze in den oberen Flußgebieten der Wolga und Kama. Das Hochwasser des Nils, das Resultat des etwa zwischen 5—15° N. B. auftretenden Monsunregens, erreicht Ägypten im September, zwei Monate nach dem stärksten Regenfall.

4) Sehr zu berücksichtigen ist die Durchlässigkeit des Bodens und der Gesteine. Je durchlässiger der Boden ist, desto langsamer füllen sich die Flüsse nach ergiebigen Niederschlägen. So vermochte Belgrand u. a. durch seine ausgezeichneten Untersuchungen des Seine-Beckens mit vollkommener Sicherheit die Zeit des Hochwassers und die Wasserhöhe in Paris vorher zu bestimmen. Wo die Temperatur des Winters bedeutend unter 0° ist, ist bei der Schneeschmelze im Frühling der Boden gefroren, und mag der Boden sonst auch noch so durchlässig sein, so wird er durch diesen Umstand undurchlässig. Das Wasser von der Schneeschmelze läuft also rascher ab als Regenwasser.

5) Es ist auch auf die Verdunstung zu achten, welche rasch mit der Wärme und Trockenheit der Luft zunimmt. Deshalb haben die Regen des Sommers keinen so großen Einfluß auf das Steigen der Flüsse als diejenigen der kälteren Jahreszeiten und namentlich die Schneeschmelze. Daher haben in Europa die Flüsse im Sommer so selten Hochwasser, selbst in Gegenden, in denen die Sommerregen vorwalten (nur Gebirge machen darin eine Ausnahme). Belgrand war sogar der Meinung, daß Sommerregen überhaupt kein Hochwasser erzeugen könnten. Dies ist für das Seinebecken ganz richtig, aber natürlich kann es nicht auf

manche andere Gegenden ausgedehnt werden. Wo in den wärmeren Jahreszeiten in einem Monat 20—40 cm Regen fallen, wie in manchen Gegenden mit tropischen oder Monsunregen, da schwellen die Flüsse bald an, mag noch so viel von dem Boden und den Gewächsen verdunsten.

6) Einen sehr großen Einfluß haben Landseen auf die Wasserhöhe ihrer Ausflüsse. Sie dienen als Regulatoren der Wasserhöhe, und bei gehöriger Größe können sie die jährliche Periodizität der Wasserhöhe vollständig verdecken. Ich nenne solche Flüsse: Seenflüsse. Bei dem größten europäischen Seenflusse, der Newa ist wirklich keine, von dem Zuflusse des Regen- und Schneewassers abhängige Änderung des Wasserstandes zu bemerken: der höchste fällt in den Dezember, der niedrigste in den Mai, und ist von den Winden abhängig. Überschwemmungen fehlen in St. Petersburg bald nach der Schneeschmelze, während sie sonst in Rußland häufig sind, und ereignen sich am häufigsten im Herbst, wenn starke und anhaltende Westwinde das Wasser stauen. Je weiter ein Fluß von dem See sich entfernt, je mehr er andere Zuflüsse aufnimmt, desto mehr verändert sich sein Regime, desto mehr nähert er sich demjenigen anderer Flüsse derselben Gegend. So die Rhone, welche von dem Genfer See bis Lyon ein echter Seenfluß ist, mit unbedeutenden und langsamen Niveauveränderungen. Die Saone beeinflußt dieselben schon bedeutend, und je weiter gegen die Mündung zu, desto rascher und größer werden die Niveauveränderungen, wenigstens bis zum Delta, denn die Rhone nimmt hier einige Bergflüsse auf, welche äußerst raschen Hochwassern unterworfen sind.*)

Es lassen sich folgende Flußtypen aufstellen:

A. Flüsse, welche ihr Wasser von der Schneeschmelze in den Ebenen und kleineren Höhen, etwa bis 1000 m, erhalten.

In völlig reiner Ausbildung zeigt sich dieser Typus nirgends, aber die Flüsse einiger Länder erhalten den weitaus größten Teil

*) Die kleinen Flüsse Doux, Erieux und Ardèche, welche gewöhnlich nur 20 cbm in der Sekunde haben, sollen während der Überschwemmung am 10. September 1867 20,000 cbm gehabt haben, etwa so viel wie der Ganges und Euphrat zusammen. Vgl.: Reclus, La Terre I, 440.

ihres Wassers von der Schneeschmelze: so in den nördlichen Teilen Sibiriens, des nordamerikanischen Kontinentes und im nordamerikanischen Archipel, denn die Schneedecke bleibt dort 8—10 Monate im Jahre liegen.

B. Die Flüsse erhalten ihr Wasser von der Schneeschmelze im Gebirge.

Auch dieser Typus ist wohl nirgends in vollständiger Reinheit vorhanden. Aber es giebt Gegenden, in denen wenigstens der sehr überwiegende Teil des Flußwassers diesen Ursprung hat, so namentlich in einem großen Umkreise um den westlichen Teil der Bergmassive Zentralasiens. Der Amu- und Syrdaria, der Tarim, der obere Indus ꝛc. gehören dazu. In ihrem Unterlaufe fließen sie durch Gegenden, in denen fast gar kein Regen fällt, und wenn im Mittellaufe des Amu und Syr noch etwas mehr Regen fällt, so findet das fast ausschließlich im Winter statt. Da das Hochwasser solcher Flüsse von der Schneeschmelze im Gebirge abhängt, und der Temperaturgang ein ziemlich regelmäßiger ist, so ist der Eintritt des Hochwassers auch ein sehr regelmäßiger, während die Wasserhöhe abhängig ist von der im Winter gefallenen Schneemenge. — Wie bekannt, werden diese Flüsse zu ausgedehnten Bewässerungen benutzt, ohne welche in den trockenen Ländern an ihrem Mittel- und Unterlaufe keine Bodenkultur möglich wäre. Flüsse, welche ihr Wasser von der Schneeschmelze im Gebirge erhalten, sind dazu ganz besonders günstig, weil das Hochwasser regelmäßig und gerade dann eintritt, wenn die Pflanzen am meisten des Wassers bedürfen.

C. Die Flüsse erhalten ihr Wasser vom Regen und haben ihr Hochwasser in der wärmeren Jahreszeit.

Dieser Typus entspricht den tropischen und Monsunregen. Er ist in einigen sehr großen Flußgebieten in ganz reiner Form vorhanden, so z. B. in denjenigen des Orinoko und Kongo, da in ihnen niemals Schnee fällt. Im Winter, welcher meistens die trockene Jahreszeit ist, sind die Flüsse niedrig und werden hauptsächlich durch das Quellenwasser unterhalten, während die Sommerregen so ergiebig sind, daß trotz der großen Verdunstung, trotz der Menge Wassers, welches in den ausgedehnten Wäldern und Sümpfen zurückgehalten wird, noch genug übrig bleibt, um das regelmäßige jährliche Hochwasser der Flüsse zu erzeugen.

Einige Flüsse der Tropen, wie der Amazonas, erhalten auch etwas Wasser von der Schneeschmelze in den Bergen, aber jedenfalls sehr wenig, denn erstens sind die mit Schnee bedeckten Flächen sehr klein, da sie nur Höhen von über 4000 m begreifen — ausgedehnte Gebiete solcher Höhe giebt es nur wenige in den Tropen (unter den wenigen befindet sich ein Teil des südlichen Peru und Boliviens, dieser aber ist trocken). Sodann giebt es, da die Temperatur im Jahre sich wenig verändert, keine Zeit im Jahre, in der gleichzeitig große Schneemassen tauen; außerdem fällt auch der größte Teil des Schnees zu derselben Zeit wie der Regen. Da nun der Zufluß des Schneewassers überhaupt weder groß, noch auf einen bestimmten Abschnitt des Jahres beschränkt ist, so kann durch ihn kein Hochwasser in den Strömen entstehen.

Der Nil gehört diesem Typus C an; er erhält sein Hochwasser von den Monsunregen, welche zwischen 5—15° N. Br. im Sommer fallen. Auch der Ganges und Brahmaputra gehören diesem Typus hauptsächlich an, aber sie erhalten einen Teil ihres Wassers von der Schneeschmelze im Himalaya und in den Bergen und Hochebenen Tibets. Die großen Flüsse Chinas gehören demselben Typus an, d. h. sie haben im Winter niedriges Wasser, im Sommer und Anfang des Herbstes Hochwasser, welches von den ergiebigen Monsunregen abhängt. In Hankau, am Mittellaufe des Yang-tse-kiang, steigt das Wasser im Sommer regelmäßig um etwa 15 m über den Winterstand und die ganze umliegende Ebene ist überschwemmt.*) Dies kann nicht von der Schneeschmelze im Gebirge herrühren, denn in den höheren Gebirgen im Westen fällt überhaupt wenig Schnee. (Prschewalski fand auf dem Plateau von Tibet im Winter bei sehr großer Kälte in einer Höhe von 5000 m keine zusammenhängende Schneedecke.)

Es ist zu bemerken, daß der Amu- und Syrdaria, welche dem westlichen Teile der großen Bergmassive Asiens entstammen, und die chinesischen Flüsse, welche auf dem östlichen Teile derselben Massive entspringen, ihr Hochwasser zu derselben Zeit haben, nämlich im Sommer, obgleich die Periode der Niederschläge die

*) S. Oxenham über den Yang-tse-Kiang: Journ. of the Roy. Geogr. Soc. 1875.

entgegengesetzte ist: dort hauptsächlich im Winter, hier im Sommer, aber da die Niederschläge dort hauptsächlich im Gebirge fallen und zwar als Schnee, so kommen sie den Flüssen zu derselben Jahreszeit zu Gute, in der die Flüsse Chinas durch die ergiebigen Monsunregen gefüllt werden. Auch der Amur und seine Zuflüsse haben kein regelmäßiges Hochwasser im Frühling, wie man wohl nach dem kalten Winter erwarten könnte, und dies wird dadurch erklärt, daß im Winter wenig Schnee fällt, außer nahe der Mündung des Flusses, im Sommer hingegen steigen der Amur und seine Zuflüsse oft bedeutend, und selbst verheerende Überschwemmungen sind hier vorgekommen. Die ersten russischen Ansiedler litten viel durch diese Überschwemmungen, ehe sie sich dem Klima angepaßt hatten, so z. B. ließen sie früher das Heu auf den Wiesen, wie dies überall in Rußland geschieht, das sommerliche Hochwasser aber schwemmte dasselbe hinweg. Da keine genügend hohen Gebirge vorhanden sind, auf denen sich der Schnee bis in den August halten könnte, so ist dieses Hochwasser natürlich ein Produkt der Regen. Hochwasser, welche nach der Schneeschmelze eintreten, pflegen regelmäßiger zu sein. Selbst in dem Gebiete des Baikal ist dieses Regime noch zu finden: die Selenga hat kein Hochwasser im Frühling, steigt aber oft im Sommer nach dem Regen. Im zentralen und südlichen Transbaikalien ist denn auch eine Schlittenbahn selten vorhanden, trotzdem drei Monate eine Mitteltemperatur unter — 20° haben.

Selbst die freilich seltenen Überschwemmungen des mächtigen Baikalsees kommen in Jahren besonders ergiebiger Sommerregen, z. B. bei Gelegenheit derjenigen des Jahres 1869, vor, wie von Orlow genügend bewiesen wurde.*)

Das Regime der Flüsse Chinas, der Mandschurei, des Amurlandes ꝛc. ist ein Beweis mehr für die Erstreckung des Monsunklimas in Asien weit mehr nach Norden und Westen, als früher angenommen, eine Behauptung, welche ich zuerst aufstellte.**) Wenn in Folge der Sommerregen die Flüsse ihr Hochwasser haben, im Winter und Frühling aber niedrig stehen, so muß die Witterung

*) s. auch meine Notiz darüber: Iswestija der Russ. Geogr. Ges. 1871, Seite 90.

**) Zeitschr. f. Met. Bd. V, S. 39.

einen sehr ausgeprägten Monsuntypus tragen, denn bei einem unbedeutenden Überschuß der Niederschläge im Sommer würden die Flüsse wegen der stark gesteigerten Verdunstung in der warmen Jahreszeit niedrig stehen.

Westlich vom Baikalsee findet sich der folgende Typus.

D. Die Flüsse erhalten einen großen Teil ihres Wassers von den Regen, aber das Hochwasser entsteht in Folge der Schneeschmelze.

Obgleich in dem größten Teile der Regionen, welche diesem Typus angehören, die Niederschläge der Sommermonate vorwalten, so sind sie meistens viel weniger ergiebig als in den Tropen und Monsunregionen, und wegen der großen Verdunstung haben diese Sommerregen meistens kein Hochwasser im Gefolge. Die Schneeschmelze im Gegenteil giebt auf einmal viel Wasser und, weil dann der Boden gefroren ist, erreicht das Wasser sehr schnell die Flüsse, denn der gefrorene Boden ist für das Wasser undurchlässig. Außerdem ist auch die Verdunstung während und gleich nach der Schneeschmelze nicht so groß wie im Sommer. Alles dies erklärt, weshalb selbst dort, wo nur $^1/_5$ oder $^1/_6$ des jährlichen Niederschlages aus Schnee besteht, doch die Schneeschmelze ein regelmäßiges Hochwasser hervorruft, und das Wasser dann höher steht, als zu irgend einer andern Zeit des Jahres. Das Hochwasser in Folge der Schneeschmelze in Ebenen und Hügelländern ist ein großartiges Schauspiel, wegen seiner großen geographischen Erstreckung, wie seiner Regelmäßigkeit, was Zeit und Wasserhöhe betrifft. Groß ist der Kontrast der osteuropäischen Ebene mit ihrem regelmäßigen Schwellen der Flüsse im Frühling, mit Westeuropa, wo die Periodizität darin fast aufhört, was freilich einzelne Überschwemmungen keineswegs ausschließt. Zu diesem Typus gehört ein großer Teil des nördlichen und westlichen Sibiriens, wobei, je weiter nach Norden, sich eine desto größere Annäherung an den Typus A zeigt, ferner fast das ganze europäische Rußland, Skandinavien, das östliche Deutschland, der nordöstliche Teil der Vereinigten Staaten und ein Teil des amerikanischen Kontinentes im Norden davon, wobei, wie in Sibirien, je weiter nach Norden, desto mehr der Typus A zur Geltung kommt. In dem größeren Teile des europäischen Rußlands beträgt die Menge des Schnees, als Wasser gemessen, etwa 10 bis

20 cm im Jahre, oder $^1/_3$ bis $^1/_6$ des jährlichen Niederschlags, im Süden noch weniger. In dem europäisch-asiatischen Teile der Region ergiebt jeder der Sommermonate im Mittel nicht über 9 cm, in den regenreichsten Sommermonaten etwa 25 (und solche Regenmengen sind meistens lokal), daher auch der unbedeutende Einfluß auf die Gewässer. Nur die Gebirgsflüsse steigen öfter im Sommer, wegen der ergiebigeren Niederschläge und des schnellen Abflusses. In der südlichen Hemisphäre fehlt der Typus D, denn der einzige bekannte Kontinent, welcher sich bis in höhere Breiten ausdehnt, der südamerikanische, hat nirgends so kalte Winter, daß eine lang andauernde Schneedecke existieren könnte.

Typus E. Die Flüsse erhalten ihr Wasser von den Regen, sie fließen beständig und sind höher in der kälteren Jahreszeit, aber die regelmäßige jahreszeitliche Änderung ist unbedeutend.

Dieser Typus waltet in Zentral- und Westeuropa vor, auch in den östlichen Vereinigten Staaten von Nordamerika ist er zu finden, freilich mit einigen Änderungen, er existiert auch auf der westlichen Abdachung Nordamerikas nördlich von 45° N., von Südamerika südlich vom 40° S., ebenso in Neu-Seeland, aber in diesen Gegenden schon mit Beimengung des Typus B (Schneeschmelze im Gebirge).

Was bei Gelegenheit des Typus D bemerkt wurde, gilt teilweise auch hier. Nicht überall in diesen Regionen walten die Niederschläge der kälteren Jahreszeit vor, aber sie füllen doch die Flüsse mehr, weil sie mit einer Zeit verminderter Verdunstung zusammenfallen. Die Flüsse dieses Typus sind die am besten studierten, wie z. B. manche Flüsse Deutschlands und Englands, der Mississippi und namentlich die Seine.

Wenn in dieser Region auch die periodischen Änderungen in der Wasserhöhe nicht bedeutend sind, so sind Überschwemmungen nicht selten und zwar auch weit von hohen Gebirgen, woselbst ihre Gefahr größer ist. Indem ich auf die gediegenen Untersuchungen des Herrn Wex mich berufe, will ich nur bemerken, daß die Entwaldung der Hügel und Berge den Gewässern einen zu raschen Abzug gewährt, während die Deiche im Flachlande wiederum das Wasser beengen.

Einige Flüsse neigen schon, weil sie ihre Gewässer aus hohen

Gebirgen erhalten, etwas zum Typus B. So der Rhein, wo die Schmelze des Schnees und der Gletscher in den Alpen noch über Straßburg hinaus das höchste Wasser im Sommer giebt. Aber je weiter nach Norden, desto mehr waltet der Typus E vor und in Köln ist die Wasserhöhe regelmäßig größer im Winter. In dem einförmigen Flachlande Nordeuropas ist es schwer, die Typen D und E scharf zu begrenzen. Bei der Elbe und Oder könnte man noch schwanken, ob sie zum Typus D oder E zu rechnen sind, denn die winterliche Schneedecke ist nicht regelmäßig vorhanden in ihren Gebieten, obgleich häufig genug. Die Weichsel gehört schon zum Typus D, aber mit Beimengung von Typus B. Die Donau hat sehr verwickelte Verhältnisse. Die Flachländer gehören zum Typus E, die bayrische Hochebene und die niederen Berglehnen der Karpathen ꝛc. in Ungarn und der Walachei zu D, die Alpenländer zu B. Auch der Mississippi zeigt verwickelte Verhältnisse. Das obere Flußgebiet desselben schwillt unter der Einwirkung der Schneeschmelze, und das als Folge derselben entstehende Hochwasser trifft im unteren Stromteile zuweilen mit dem Hochwasser der Frühlingsregen im Gebiete des Ohio, Red-River ꝛc. zusammen. Die Zuflüsse aus dem Felsengebirge würden im Sommer von der Schneeschmelze viel Wasser liefern, wenn überhaupt die östlichen Abhänge des Gebirges schneereich wären, was aber keineswegs der Fall ist.

Typus F. Die Flüsse erhalten ihr Wasser von den Regen, sind viel höher in der kälteren Jahreszeit, und zwar ist der Unterschied des regelmäßigen Hoch- und Niederwassers groß, teilweise versiegen die Flüsse sogar im Sommer.

Dieser Typus waltet in Südeuropa vor. Er ist mit den sogenannten subtropischen Regen verbunden, d. h. mit wenig oder gar keinem Niederschlag im Sommer. Da hier der Sommer, d. h. die Zeit der größten Verdunstung, so regenarm ist, so haben die Flüsse dann sehr wenig Wasser, wenn sie nicht durch die Schneeschmelze im Gebirge gespeist werden. Im Winter aber, oder im Frühling und Herbst, ist mehr Wasser vorhanden, und bei der Stärke der Regen und der Waldarmut sind verheerende Überschwemmungen nicht selten. Wer hat nicht von den Überschwemmungen des Arno und Tiber in Italien, der Loire, Rhone und Garonne in

Südfrankreich oder in der Provinz Murcia in Spanien gehört? Diese Übelstände haben in Frankreich zu eingehenden Arbeiten geführt (Reboisement et gazonnement des montagnes), deren Resultate u. a. auf der geographischen Ausstellung in Venedig vorgelegt wurden. Außerhalb Europas gehören zum Typus F, mit teilweiser Beimischung des Typus B (Schneeschmelze im Gebirge), einige regenreichere Teile Zentralasiens und Persiens (wie Fergana, Aderbeidschan), ein großer Teil Kleinasiens und Syriens, Nordafrika von Tunis bis Marokko, Kalifornien, Oregon, Chile, der Norden von Neu-Seeland, der Süden und Westen von Australien.

Typus G. Mangel an Bächen und Flüssen wegen der Trockenheit des Klimas.

Es ist höchst wahrscheinlich, daß es auf dem Erdball keine Gegend ganz ohne Niederschläge giebt, viele aber, wo dieselben so spärlich sind und so unregelmäßig fallen, daß keine Bäche und Flüsse möglich sind, wenigstens keine beständigen. In solchen Gegenden entstehen nach Regen oder der Schneeschmelze temporäre Bäche und Flüsse, welche entweder Tümpel und Lachen bilden und bald verdunsten, oder sich im Sande verlaufen. Zuweilen werden solche Gegenden von Flüssen durchsetzt, welche aus regnerischen Regionen entstammen und in der trockenen Gegend nicht nur keine Zuflüsse erhalten, sondern durch Verdunstung viel Wasser verlieren. Beispiele sind: der Nil von 17° N. Br. bis zur Mündung, der Indus unterhalb der Mündung des Satledsch, der Kolorado von 35° N. Br. bis zur Mündung des Gila, die Wolga von Sarepta bis zur Mündung. Zu den Regionen ohne Flüsse gehören: die Sahara, Teile von Arabien und der Aralokaspi-Niederung, ein großer Teil der niedereren inneren Plateaus von Asien, große Strecken der nordamerikanischen Plateaus östlich und namentlich westlich vom Felsengebirge, die Wüste Atakama und die Wüstenregion von Südamerika zwischen 18° und 30° S. Br., die Kalahari-Wüste und das benachbarte Wüstenland in Südafrika und endlich ein Teil des Innern von Australien. Gebirge in Wüstenländern machen zuweilen eine Ausnahme, und selbst in der Sahara giebt es in Gebirgen beständig fließendes Wasser.

Den Übergang zum Typus G bilden Gegenden, welche

nur zu gewissen Jahreszeiten fließendes Wasser haben und auch dann nicht viel. Ich bezeichne diesen Typus mit dem Buchstaben G. Natürlich ist dies die Zeit während und nach den Regen, und in Klimaten mit kaltem Winter während und nach der Schneeschmelze. Beispiele sind: die nördliche Krim (soweit sie nicht von den im Gebirge entspringenden Flüssen durchsetzt wird), ein Teil der Kirgisensteppen und der Plateauländer Innerasiens, die Steppen an den Unterläufen der Kura und des Araxes, eine Zone südlich der Sahara, je nach den Meridianen zwischen 13°—18° N. Br., wo im Sommer die Monsunregen schon fallen, aber zu kurz sind, um beständige Flüsse zu geben, endlich einige Gegenden von Nord- und Südamerika und namentlich von Australien.

Endlich giebt es ausgedehnte Gegenden ohne Flüsse, aber aus einer ganz anderen Ursache, nämlich weil sie mit Firn und Gletschern ganz oder fast ganz bedeckt sind. Hier werden die Flüsse durch Gletscher ersetzt, welche, zusammen mit den Gletscherbächen, den Überschuß des Niederschlages über die Verdunstung zu den Meeren oder den wärmeren unteren Regionen abführen. Dies nenne ich den Typus J.

Der letztere Fall tritt ein bei Firn- und Gletscherbedeckten Gebirgen ein, wo die Gletscher nicht das Meer erreichen, ersteres bei den ausgedehnteren Eisschichten, welche ganze große Inseln und Kontinente bedecken und an das Meer reichen. Die besten Beispiele sind Grönland auf der nördlichen und der Südpolarkontinent auf der südlichen Halbkugel.

Es wurde schon oft versucht, die Wassermenge zu schätzen, welche die Flüsse den Weltmeeren zuführen. Keith Johnson schätzte sie zu 2 Millionen cbm in der Sekunde, was einem Abflusse von 58 cm pro Quadratmeter entspricht. Gewöhnlich wird der Abfluß zu 0,3 der Niederschläge geschätzt, aber dies ist im Mittel entschieden zu viel. Humphreys und Abbot fanden für das ganze Mississippi-Gebiet 0,25, für die aus trockeneren Gegenden kommenden Zuflüsse Missouri und Arkansas 0,15. Es scheint mir sicherer, die Zahl 0,25 anzunehmen, so daß $^1/_4$ des Niederschlags die Weltmeere erreicht, die anderen $^3/_4$ aber vorher verdunsten, von der Oberfläche des Bodens, der Gewässer und

der Pflanzen oder auch teilweise für die Wasserzirkulation verloren gehen.

E. Reclus hat eine Tabelle zusammengestellt aus allen ihm bekannten Bestimmungen der durchfließenden Wassermengen im Unterlaufe der Flüsse.*) Indem er alle Zahlen addiert, erhält er 350 000 cbm pro Sekunde. Da die Flußgebiete, für welche Zahlen vorliegen, etwa $^1/_3$ der Kontinente betragen, so multipliziert er mit 3 und erhält in runden Zahlen 1 Million cbm, eine Menge, welche alle Ozeane in 5 Mill. Jahren füllen könnte. Mir scheint seine Schätzung viel zu hoch. Die Gebiete, für welche er Zahlen anführt, begreifen diejenigen der Mehrzahl der europäischen Flüsse, ferner diejenigen des Nil, Kongo, Ganges Brahmaputra, der großen chinesischen Flüsse, des La Plata, Amazonas, Orinoko, Mississippi, St. Lorenz, also die meisten Flußgebiete, welche den feuchteren Gegenden der Erde entstammen. Ich finde es richtiger, nicht mit 3, sondern mit 1,7 zu multiplizieren, d. h. anzunehmen, daß die anderen Gebiete mit ozeanischer Abdachung etwa $^1/_2$ Flußwasser von derselben Fläche geben, wie die oben erwähnten feuchteren Länder. Dies giebt 595 000 oder rund 600 000 cbm pro Sekunde, einem Abflusse von 17,4 cm pro Quadratmeter im Jahre entsprechend, oder, das Verhältnis vom Abflusse zum Niederschlage wie 1 : 4 angenommen, einem mittleren Niederschlage von 69,4 cm entsprechend.

Ich stelle unten die Hypothesen von Reclus und Johnson mit der meinigen zusammen.

	Den Ozean erreichende Wassermenge		Abfluß von 1 qm	Niederschlagshöhe in dem Verhältnisse 4 : 1
	cbm pro Sekunde	cbkm pro Jahr.	cm	cm
Johnson	2 000 000	56 000	58	232
Reclus	1 000 000	28 000	29	116
Meine Hypothese. .	600 000	16 800	17.4	69.6

*) Reclus, La Terre, v. I, p. 514—517.

Die Unwahrscheinlichkeit einer so großen Menge Flußwassers, wie sie nicht nur Johnson, sondern auch Reclus annimmt, ist aus der letzten Kolumne klar zu ersehen. Eine jährliche Menge der Niederschläge von 232 cm, wie sie aus Johnsons Hypothese hervorgeht, wird selbst unter den Tropen in der Ebene nur selten beobachtet. Alle größeren Mengen fallen in Gebirgsländern, d. h. auf kleinen Flächen. Die Menge von 116 cm, wie sie aus der Hypothese von Reclus folgt, ist auch nur in einigen besonders regenreichen tropischen Kontinenten zu finden, in mittleren Breiten, außer an den Regenseiten der Gebirge, nur in den östlichen Vereinigten Staaten von Amerika und, vielleicht, in einem Teile Chinas. Eher ist meine Zahl von etwa 70 cm noch zu hoch; zu niedrig ist sie nicht und jedenfalls der Wirklichkeit bedeutend näher, als die Hypothesen von Johnson und Reclus.

Die Landseen sind, wie die Flüsse, Resultate der Niederschläge. Sie werden gewöhnlich eingeteilt in abfließende und abflußlose, oder süße und brackige. Als süße Gewässer kann man solche bezeichnen, deren Salzgehalt nicht über $^1/_2$ Proz. steigt; bei einem solchen Salzgehalte sind die physikalischen Verhältnisse nicht wesentlich verschieden von denjenigen des reinen Wassers. Im großen und ganzen deuten abfließende Seen auf ein feuchteres Klima, abflußlose auf ein trockeneres. Die Geologie giebt uns Beispiele von Verwandlung der Seen aus abfließenden in abflußlose und umgekehrt und selbst von gänzlichem Vertrocknen von Seen.

So, waren als der Kaspi sich vom Schwarzen Meere trennte, wohl Zufluß und Niederschlag kleiner, als die Verdunstung, denn wir wissen, daß der Spiegel dieses Sees gesunken ist. Mit dem Sinken des Wassers verminderte sich auch die Wasser- und Verdunstungsfläche so sehr, daß ein Gleichgewicht eintrat, und daß jetzt scheinbar nur kleine Bewegungen in beiden Richtungen bestehen.

Auch die Teilung von Seen ist wohl bekannt, und es liefert namentlich die Kirgisensteppe und S.W.-Sibirien viele Beispiele dafür.

In vielen Gegenden ist eine völlige Austrocknung früherer Seen zu bemerken, so in der Sahara, im südlichen Peru und

Bolivien, wo die bekannten Fundstellen von NO_3 Na. (Natronsalpeter) jedenfalls auf frühere Seen hinweisen.

In S.W.-Sibirien sehen wir den Übergang von Süßwasserseen in Salzseen durch Sinken des Niveaus und Versandung des Ausflusses, während auch der Süden des europäischen Rußlands uns eine Menge Beispiele von Seen giebt, deren Fläche sich so vermindert hat und deren Salzgehalt so wuchs, daß dort jedes Jahr sich Salz niederschlägt, z. B. der Elton, der Baskuntschak, die Salzseen im Norden der Krim ꝛc.

Es sind auch die entgegengesetzten Verhältnisse möglich, d. h. die Verwandlung von abflußlosen Gebieten in solche, welche Abfluß haben. Die schönen Untersuchungen von Richthofens haben solche Fälle im Westen des eigentlichen China und der östlichen Mongolei uns kennen gelehrt. Im Falle einer Vermehrung der Regenmenge und Verminderung der Verdunstung im Gebiete des Kaspi brauchte er nicht ganze 30 m zu steigen, um wieder mit dem Weltmeere in Verbindung zu stehen.

Im Falle einer Vermehrung der Niederschläge, überhaupt eines feuchter werdenden Klimas ist folgende Reihenfolge möglich: Entstehen von Salzseen an Orten, an denen früher keine existierten, Vergrößerung derselben, Vereinigung einiger in einen größeren See, endlich Abfluß zum Ozean oder in einen anderen See, mit allmählicher Entsalzung.

Bei trockener werdendem Klima wird die Reihenfolge folgendermaßen sein: Verwandlung eines abfließenden Sees in einen abflußlosen, allmählich versalzenden, Verminderung desselben, Teilung in einige Seen, dann periodische Seen, welche einen Teil des Jahres trocken liegen, endlich völlige Austrocknung.

Natürlich können außer klimatischen auch andere Ursachen auf die Verhältnisse der Seen Einfluß haben und dem einen mehr, dem andern weniger Wasser zuführen; bei alledem ist es ziemlich leicht erkennbar, in welcher Richtung die Veränderungen vor sich gehen. Wenn z. B. in einem Gebiete abflußloser Seen, durch Änderung eines Flußlaufes einem See mehr Wasser zugeführt wird, als früher, das Klima aber trockener wird, so muß natürlich ein anderer See desto mehr Wasser verlieren.

Der Einfluß des Menschen auf die hier berührten Verhältnisse ist nicht gering zu achten. Durch Rodung der Wälder und

Kultivierung des Bodens vermindert er die Menge des fließenden Wassers, und zwar wirken Verbesserungen der Kulturen in demselben Sinne, denn ein besser bearbeiteter Boden kann mehr Regenwasser einsaugen, welches dann von den Pflanzen an Ort und Stelle verdunstet wird. Noch größer sind die Veränderungen durch große Bewässerungsanstalten, da durch dieselben sehr viel Wasser den Flüssen, Seen und dem Ozean entzogen wird. Wenn ich, wie oben bemerkt, den klimatischen Verhältnissen einen so großen Einfluß auf Entstehen, Verwandlung und Versiegen der Landseen zuschreibe, so bin ich doch weit davon entfernt, das Verschwinden aller Seen klimatischen Einflüssen zuzuschreiben. Wenn ein See verschwindet und an dessen Stelle sich ein Fluß befindet, so hat dies nichts mit dem Klima zu thun, ja es ist sogar mit einer Vermehrung der Niederschläge verträglich, es ist ein geologischer Prozeß, der sich vollzieht. Eine Reihe Landseen nennen Geologen richtig einen unfertigen Fluß. Hierfür bietet Finnland das beste Beispiel. Je länger, unter sonst gleichen Verhältnissen, ein Land von Wasser und Gletschern befreit ist, desto ärmer muß es durch Ausfüllung der Becken wie durch Abnagen der Schwellen an abfließenden Seen werden. So ist es keineswegs ein Beweis eines größeren Reichtums an Niederschlägen, daß das ostäquatoriale Afrika so reich ist an großen Seen, dieselben Breiten von Südamerika aber arm an Seen sind. So viel bekannt, ist das östliche Südamerika sogar regenreicher.

Folgende einfache Ausdrücke gelten für die Verhältnisse der abfließenden und abflußlosen Seen. Wenn A die ganze, zu Anfang einer gegebenen Zeit existierende Wassermenge ausdrückt, A_1 zu Ende derselben, a die Menge, um welche A, von A_1 differiert b den Zufluß, c die Niederschläge, d die Verdunstung, f den Ausfluß aus dem See, so haben wir, wenn $a = o$, d. h. wenn die Wassermenge unverändert geblieben und also $A_1 = A$ ist, für einen See mit Abfluß:

$$b + c = d + f$$

und für einen abflußlosen:

$$b + c = d.$$

Wenn $A_1 > A$, d. h. wenn am Ende mehr Wasser da ist als am Anfange, so haben wir im ersten Falle:

$$b + c > d + f \text{ oder } b + c = d + f + a,$$

im zweiten:

$$b + c > d \text{ oder } b + c = d + a.$$

Wenn $A_1 < A$, d. h. am Ende weniger Waſſer da iſt, als am Anfange reſp. $b + c < d + f$ oder $b + c + a = d + f$ und

$$b + c < d \text{ und } b + c + a = d.$$

Natürlich müſſen dieſe Größen in gleichen Kubikmaßen gegeben werden. Um nicht mit Millionen und Milliarden zu operieren, ſelbſt bei nicht großen Seen, habe ich den Gebrauch einer größeren Maßeinheit, des Kubikkilometers = einer Milliarde Kubikmeter, vorgeſchlagen. Solch eine Einheit iſt auch dadurch bequem, daß ſie uns ein leichter faßliches Maß giebt. Bei der Bedeutung des Waſſers für die phyſikaliſche Geographie ſcheint es mir wichtig, ein näheres Eingehen in ſolche Fragen anzubahnen, und zwar auf die quantitativen Beſtimmungen einzugehen, die bis jetzt faſt nur den Kreiſen der Fachingenieure geläufig ſind.

Je länger die Zeit, für welche wir die Bilanz des Waſſers der Seen zu haben wünſchen, deſto notwendiger iſt es, auf die feſten Niederſchläge (Sedimente) am Boden derſelben zu achten. Je mehr dieſelben gewachſen ſind, deſto weniger kann aus der Gleichheit des Waſſerniveaus am Ende der Zeit auf gleiche Waſſermenge geſchloſſen werden. Andererſeits iſt eher eine Senkung wenigſtens eines Teiles des Seebodens zu vermuten, wo heiße Quellen, Gaſe, Naphta ꝛc. hervortreten. Wo das Waſſer nahe an dem Sättigungspunkte mit verſchiedenen Salzen iſt, da iſt auf die Ausſcheidung desſelben zu achten.

Die Geologie lehrt uns, daß in der Vergangenheit viele Meere ſich in Landſeen verwandelt haben oder ausgetrocknet ſind. Sehen wir uns nun um, ob nicht jetzt irgendwo Mittelmeere exiſtieren, welchen vielleicht eine ſolche Verwandlung in einer geologiſch nicht fernen Zukunft bevorſtehen mag. Das Baltiſche Meer iſt mit dem Ozean bez. dem Deutſchen Meere (Nordſee) durch drei ſeichte Meerengen (Sund und Belte) verbunden, und der Überſchuß des Zufluſſes und Niederſchlages über die Verdunſtung iſt ſo groß, daß nur zwiſchen den däniſchen Inſeln das Waſſer mehr als 1 Proz. Salze enthält, im Finniſchen und Bottniſchen Meerbuſen aber unter $^1/_2$ Proz. Eine Hebung des Sundes und der Belte um 40 m oder eine gleiche Senkung des Waſſer-

spiegels der Nordsee würde das Baltische Meer in einen Landsee verwandeln, den größten der Erde, und zwar einen Süßwassersee, dessen Wasser natürlich höher als dasjenige des Ozeans stehen muß. Ein solcher See kann lange bestehen, wird aber allmählich immer mehr durch Sedimente gefüllt werden.

Zur Trennung des Mittelländischen Meeres vom Ozean bedarf es einer Hebung der Straße von Gibraltar um etwa 400 m oder einer eben solchen Senkung des Spiegels des Ozeans. Wegen des Überschusses der Verdunstung über Zufluß und Niederschlag, was durch den größeren Salzgehalt bezeugt ist, wie auch durch den etwas niedrigeren Wasserspiegel als im Ärmelkanal, wird das Mittelländische Meer ein abflußloser oder Salzsee werden, und der Spiegel wird sinken, bis die verminderte Verdunstung im Gleichgewicht steht mit Zufluß und Niederschlag. Bei dem Mangel großer Ebenen an den westlichen Ufern wird wohl der Spiegel bedeutend sinken müssen, wahrscheinlich bis der seichte Meeresteil zwischen Italien, Sizilien und Afrika trocken gelegt ist und das Meer in zwei Becken geteilt wird, wobei im westlichen das Wasser tiefer stehen wird, als im östlichen, weil ersterer keinen sehr großen Fluß erhält. Das Schwarze Meer hat nicht über 2 Proz., das Asowsche kaum über 1 Proz. Salze, ein Beweis, daß Zufluß und Niederschlag hier viel größer sind, als die Verdunstung. Durch den Bosporus und die Dardanellen fließt aus beiden Meeren viel Wasser dem Mittelländischen Meere zu. Bei einer großen Senkung des Spiegels des letzteren, wobei die Unterströme salzigen Wassers aufhören müssen, werden sich das Schwarze und Asowsche Meer in Süßwasserseen verwandeln. Jedoch ist Rücksicht zu nehmen auf verminderte Feuchtigkeit und Regenmenge wegen der geringeren Verdunstung des Mittelmeeres.

Das Rote Meer kann auch ziemlich leicht vom Indischen Ozean getrennt werden, und wird sich bald in einen von Salzen gesättigten See verwandeln und dann allmählich austrocknen, denn es erhält keinen Fluß, der Regenfall ist sehr gering, die Verdunstung aber bedeutend.

Kapitel 4.

Einfluß einer Schneeoberfläche auf das Klima.

Die Niederschläge, die in flüssiger Form herabfallen, die Regengüsse, sickern relativ bald in den Boden oder fließen an der Oberfläche ab. Daher haben sie auch keinen besonderen Einfluß auf die Lufttemperatur. Einen ganz anderen Einfluß haben die Niederschläge in fester Form, die Schneefälle. So lange die Temperatur niedriger als 0° ist, bleibt der Schnee auf der Erde liegen und hat einen sehr bemerkbaren Einfluß auf die Lufttemperatur und andere Bedingungeu.

Im Winter bedecken sich auf der nördlichen Halbkugel, nördlich vom 45° N. Br. große Flächen des Festlandes mit einer Schneeschicht, die Flüsse, Seen und Binnenmeere werden durch Eis gefesselt; im Frühling verschwinden diese Schnee- und Eismassen. Auf den hohen Bergen kann der Überfluß an Schnee nicht vollständig schmelzen, und die sich bildenden Schneeanhäufungen (Firne) verwandeln sich infolge des Druckes sowohl, als auch des Auftauens und Gefrierens in Eis und gleiten in Form von Gletschern die Berge hinab in die Thäler. In Grönland, auf Spitzbergen, im nördlichen Teil von Novaja-Semlja und auf allen Ländern der südlichen Halbkugel, die vom 55° S. Br. nach Süden gelegen sind, existieren bedeutende Schnee- und Eismassen, die auch im Sommer nicht vollständig schmelzen und sich ins Meer senken. Die Ränder dieser Gletscher brechen ab, schwimmen in Form großer Berge auf dem Meere, indem sie niedrigere

Breiten erreichen, als das relativ dünnere Meereis (d. h. dasjenige Eis, welches sich auf der Oberfläche des Meerwassers bildet).

In allen diesen Formen haben Schnee und Eis einen ungeheuren Einfluß auf die Temperaturen und andere klimatische Erscheinungen der Erdkugel und verdienen daher, daß man ihnen Beachtung schenkt.

Das Schmelzen des Eises erfordert, wie bekannt, $79._{25}$ Kalorien, d. h. eine Wärmemenge, die genügt, um 1 kg Eis von 0° in Wasser zu verwandeln, kann die Temperatur von $79^1/_4$ kg Wasser von 0° um 1° erhöhen. Folglich wird, so lange eine Schnee- und Eisoberfläche existiert, die Wärme der Sonnenstrahlen und anderer Wärmequellen, statt die Erdoberfläche und die Luft zu erwärmen, zur mechanischen Arbeit des Schmelzens verbraucht werden, wobei die Temperatur des schmelzenden Schnees und Eises gleich 0° wird und eine dieser sehr nahe Temperatur sich auch der umgebenden Luft mitteilt. Ferner erfordert die Verdunstung von Schnee und Eis gleichfalls einen beträchtlichen Wärmeverbrauch. Die Verdunstung des Wassers von 0° erfordert $606._5$ Kalorien, d. h. eine Wärmemenge, die genügt um ein kg Wasser zu verdampfen, erwärmt $606._5$ kg Wasser um 1°. Bei der Verdunstung von Schnee und Eis muß man noch $79._{25}$ Kalorien hinzufügen. Übrigens muß bemerkt werden, daß, da bei Temperaturen unter 0° und ziemlich feuchter Luft, wie sie gewöhnlich über Schnee- und Eisflächen vorzukommen pflegt, die Verdunstung schwach ist, und daß sie auf die Temperaturen der Erdkugel einen geringeren Einfluß hat, als das Schmelzen des Eises und Schnees.

Die starke Ausstrahlung an der Oberfläche hat bei klarem und ruhigem Wetter einen beträchtlichen Einfluß auf die Temperatur. Die Schneeoberfläche kühlt sich in der Nacht bedeutend ab und diese niedrige Temperatur wird allmählich der umgebenden Luft mitgeteilt.

Auch muß folgender Umstand berücksichtigt werden: Bei der Entstehung, beim Schmelzen und Verdunsten des Schnees und Eises, finden bedeutende Wärmereaktionen statt, d. h. im ersten Fall Umsetzung von Arbeit in Wärme, im zweiten und dritten das Umgekehrte. Diese Erscheinungen haben einen ungeheuren

Einfluß auf die Temperatur der Luft auf der Erdkugel, sowohl der Zeit nach, als auch im Raum.

Wenn sich in unseren Teichen und Flüßchen im Herbst Eis bildet und dieses dann im Frühjahr schmilzt, so findet, was die Wärmereaktionen anbetrifft, die bei der Bildung und beim Schmelzen des Eises entstehen, nur eine Umsetzung in der Zeit statt. So viel Wärme als im Herbst durch das Frieren des Wassers frei wurde, so viel wurde beim Schmelzen im Frühling verbraucht, folglich erhöht sich im Herbst die Temperatur etwas durch diese Prozesse, während sie sich im Frühling erniedrigt. Eine Gleichheit für einen bestimmten Ort entsteht dadurch, daß sowohl die Bildung als auch das Schmelzen an eben demselben Platze vor sich geht, ohne horizontalen oder vertikalen Austausch.

Eine ganz andere Erscheinung tritt beim Entstehen und Schmelzen des Schnees ein, selbst dort, wo kein ewiger Schnee und keine Gletscher vorhanden sind. Der Schnee bildet sich mehr oder weniger hoch über der Erdoberfläche. Die Schneebildung, d. h. der Übergang des Wassers aus dem gasförmigen in den festen Zustand, ist mit einer beträchtlichen Umsetzung von Arbeit in Wärme verbunden. Dann fällt der Schnee zur Erde und schmilzt dort. Beim Schmelzen findet ein Wärmeverbrauch statt und infolge dessen eine Abkühlung der benachbarten Luft. Allein in diesem Fall findet die Abkühlung nicht dort statt, wo sich die Erwärmung vollzog, sondern die erste tritt — auf der Erdoberfläche, die letztere — in einer mehr oder weniger beträchtlichen Höhe ein. Folglich findet beim Fallen und Schmelzen des Schnees Umsetzung von Wärme nicht nur in der Zeit, sondern auch im Raume statt, im gegebenen Fall nur vertikal, mit anderen Worten, durch diese Prozesse wurden die oberen Luftschichten, wo sich der Schnee bildete, wärmer, als wenn sich kein Schnee gebildet hätte, aber die unteren, in denen der Schnee schmolz, kühlten sich ab.

Bei der Bildung und dem Schmelzen des Eises auf den Ozeanen vollzieht sich oft eine beträchtliche Wärmeumsetzung. Das Eis bildet sich in hohen Breiten, alsdann wird ein großer Teil desselben durch die Meeresströmungen und Winde im Frühling und Sommer in niedere Breiten getragen und schmilzt dort, folglich tritt hier Erwärmung, verbunden mit Eisbildung, in

höheren Breiten ein, als Schmelzen in Verbindung mit Abkühlung.

Die Gletscher, welche das Meer nicht erreichen, bieten ein Beispiel großer vertikaler und mehr oder weniger bedeutender horizontaler Wärmeumsetzung dar. Hier entsteht nicht nur eine Verschiebung von oben nach unten und das Schmelzen gerade unter der Stelle, an der sich der Schnee bildete, sondern außerdem noch eine Verschiebung einer mehr oder weniger kompakten Schnee- und Eismasse nach unten und zur Seite auf einer geneigten Fläche. Auf diese Weise entsteht bisweilen das Schmelzen großer Eismassen in solchen Niveaus, in denen selten Schnee fällt. Der Franz-Josephs-Gletscher in Neu-Seeland z. B. senkt sich bis 212 m über d. M., wo die mittlere Jahrestemperatur ungefähr 10° ist und die des kältesten Monats gegen 6°. Es leuchtet ein, daß es in einem so warmen Klima sogar im Winter selten schneit. Aber infolge des Gletschers findet hier das Schmelzen des Eises und die damit verbundene Abkühlung der Luft während des ganzen Jahres statt.

Die bedeutendste Wärmeabgabe erzeugen die großartigen Eisdecken der Kontinente und der großen Inseln, wo die Ausläufer der Gletscher bis zum Meere reichen. Die besten Beispiele sind: Grönland auf der nördlichen Halbkugel und der südpolare Kontinent auf der südlichen.

Hier entsteht ein großer horizontaler Austausch von der Mitte des Kontinents zu den Ufern des Meeres, dann brechen die Ränder der Gletscher ab und schwimmen in der Form großer Eisberge, die natürlich, dank ihrer Masse, bei weitem niedrigere Breiten erreichen, als das dünnere Meereis; gleichzeitig kühlen sie auf ihrem Wege das Meerwasser und die Luft ab. Im südatlantischen Ozean erreichen die Eisberge den 35° S. Br.

Wenn man auch nur den 40. Breitengrad nimmt, welchen die Eisberge sehr oft in den Meridianen des Kaps der Guten Hoffnung erreichen, so durchschwommen sie folglich 29 Breitengrade vom Rande des Kontinents oder des Komplexes der vereisten Inseln in hohen südlichen Breiten (ungefähr 69° S. Br. auf diesem Meridian).

Das Schmelzen der Eisberge, die sich aus Gletschern gebildet haben, die bis zum Meere gelangen, hat einen bedeutenden Ein-

fluß auf die Temperatur des Meerwassers sowohl, als auch der Luft, besonders auf der südlichen Halbkugel. Natürlich gelangt nur ein kleiner Teil des Eises in so niedrige Breiten, wie 35 °, ein beträchtlicher Teil schmilzt zwischen 60° und 45° S. Br. Dieses Schmelzen kühlt das Meerwasser bedeutend ab und wo die Strömungen es in niedrigere Breiten führen, dort kühlt es seinerseits wieder die Luft ab. So hat z. B. Arica im südlichen Peru, unter $18^1/_2{}^0$ S. Br., eine mittlere Jahrestemperatur von $19._1{}^0$, da der kalte Humboldtstrom in der Nähe vorübergeht. Auf dem Ostufer Südamerikas wird eine ebensolche Temperatur unter $29^1/_2{}^0$ S. Br., beobachtet. Noch unter dem 1° S. Br., bei den Galapagosinseln ist die Temperatur des Meereswassers 21 °, und unter dem 10° — 12° S. Br., an den peruanischen Küsten, sogar 16° und niedriger. Eine fast ebenso kalte Temperatur findet man auch im Südatlantischen Ozean (bei St. Helena ꝛc.). Die ungeheuere Menge von Eisbergen, die sich vom Südpolarkontinent abtrennen, erkären uns, warum in den Tropen, im Atlantischen und im Stillen Ozeane das Wasser auf der südlichen Halbkugel viel kälter als auf der nördlichen ist.

Es scheint uns ganz natürlich, weil wir daran gewöhnt sind, daß hohe Breiten einen kalten Sommer haben müssen. Jedoch diese Kälte des Sommers wird in einem sehr großen Maße durch die bedeutende Wärmemenge erklärt, welche auf das Tauen von Schnee und Eis verwendet wird, sonst hätten auch die höchsten Breiten einen viel wärmeren Sommer, als sie jetzt haben.

Auf den ersten Blick könnte man wohl vermuten, daß der Boden, der im Winter abgekühlt worden ist, im Sommer abkühlend auf die Luft wirkt. Wegen der geringen Wärmekapazität der festen Erdrinde und der Unbeweglichkeit der Teile wird die Oberfläche relativ rasch erwärmt, und daher ist die Abkühlung des Bodens von relativ geringerem Einfluß, im Vergleich zur Wirkung des schmelzenden Schnees und Eises. Dies zeigt sich dadurch, daß in Nordostsibirien, wo der Winter kälter ist, als sonst irgendwo auf der Erdkugel, der Sommer wärmer ist, als in anderen Ländern unter denselben Breiten. Sogar in Werchojansk, im nördlichen Teil des Gebietes von Jakutsk, unter $67^1/_2{}^0$ N. Br., wo im Januar die mittlere Temperatur $-50._5{}^0$ ist, erreicht sie im Juli $15._4{}^0$ d. h. in Werchojansk ist der

Januar kälter, und der Juli wärmer als irgendwo anders unter denselben Breiten. Es liegt dies daran, daß, wie ich es bereits früher ausgesprochen habe, in Ostsibirien im Winter nicht sehr viel Schnee fällt, er schmilzt schnell und dann kann die Luft eine sehr hohe Temperatur erreichen (so z. B. war in Werchojansk an 3. August 1869 $31_{/1}^{0}$), da die Sonnenstrahlen keinen Schnee mehr zu schmelzen haben. Wenn die mittlere Temperatur im Juli nicht höher ist, so rührt dieses von der Nähe des Eismeeres und des Ochozkischen Meeres her, wo sich die Eismassen bis zum Ende des Sommers erhalten. Der Wind, der von einem Meere weht, erniedrigt auch die Temperatur der kontinentalen Gegenden Ostsibiriens. Hier wie in andern Teilen der Erdkugel, tritt die höchste Temperatur dann ein, wenn die Bedingungen für die Erwärmung der Bodenoberfläche durch die Sonne am günstigsten sind, d. h. bei heiterem Himmel und klarer Luft, wenn gleichzeitig Windstille oder schwacher Wind herrscht und endlich, wenn die Sonnenstrahlen nicht zum Schmelzen des Schnees und Eises und möglichst wenig zur Verdunstung des Wassers dienen, d. h. wenn die Oberfläche des Bodens trocken genug ist. Daher sind wir vollkommen berechtigt, den Schluß zu ziehen, daß, wenn in Werchojansk die Temperatur mitten im Sommer nicht jeden Tag 30° erreicht, dieses nicht durch die niedrige Temperatur des Bodens verhindert wird, sondern daß entweder die Wolken die Erwärmung des Bodens durch die Sonne stören, oder die Sonnenwärme zur Wasserverdunstung verbraucht wird (z. B. nach einem Regen), oder daß die Luft durch den Zufluß von den Meeren, auf welchen Eis schmilzt und kalte Strömungen existieren, abgekühlt wird. Der Einfluß der Schnee- und Eisschmelze auf die Temperatur kann durch folgende Beispiele bewiesen werden.

Breite 67—68° N.

	Winter.	Mai.	Juni.	Juli.
Werchojansk, N.E.-Sibirien	—48.4	—0.4	12.0	15.4
Westküste von Grönland	—14.3	—0.2	3.8	6.1
Bodö, Westküste Norwegens	— 2.2	—5.3	9.8	12.4

Es ist aus diesem Beispiel zu sehen, daß an der Westküste Grönlands der Mai nahezu dieselbe Temperatur hat, wie in

Werchojansk bei viel wärmerem Winter. In beiden Gegenden wird im Mai viel Wärme auf das Tauen von Schnee und Eis verwendet, aber in Werchojansk ist im Juni schon fast kein Schnee mehr vorhanden, und da in der Nähe weder Eis auf dem Meere noch Gletscher sind, so kann die Wärme rasch steigen, und Juni und Juli sind um mehr als 8° wärmer als in derselben Breite in Westgrönland.

Daß es nicht allein die Lage am Meere ist, welche die Sommertemperaturen in W. Grönland so herabdrückt, zeigt die Westküste Norwegens, wo auf dem Meere weit und breit kein Eis ist. Hier ist der Mai bedeutend wärmer als in Werchojansk, der Juni und Juli nicht sehr viel kälter.

Zu einem gleichen Schluß führt der Vergleich der Temperaturen des Juli in Godthaab im westlichen Grönland $5_{,5}$ und Reikiavik in Island $12._1$. Beide liegen am Ufer des Meeres, beide unter dem 64° N. Br., aber, wie bekannt, ist das ganze Innere Grönlands mit Eis angefüllt, während in Island viel weniger Schnee und Eis vorkommt.

Die Temperatur des Juli in Werchojansk unter $67^1/_2{}^0$ N. Br. ist höher, als im südlichen Sachalin unter 46° N. Br., ja selbst als in Nemuro auf der Insel Jesso unter 43° (dort war im Jahre 1884 die Mitteltemperatur des Juni $9._1{}^0$ des Juli $14._8{}^0$, also niedriger als in Werchojansk).

Noch entschiedener zeigt sich der Einfluß schmelzender Eismassen auf der südlichen Halbkugel, wo ihrer viel mehr sind. So ist auf der Kergueleninsel, unter dem 49° S. Br. die Temperatur im Januar, der unserm Juli entspricht, $6_{,8}{}^0$. Es liegt dieses daran, daß um Kerguelen Eisberge schwimmen, auf der Insel selbst die Berge den ganzen Sommer mit Schnee bedeckt sind, und ungeheure Gletscher sich zum Meere senken. In Gjäsvar im nördlichen Norwegen, unter 71° N. Br., ist die Mitteltemperatur des Juli $10._1{}^0$. Aber an dem Ufer dieses Meeres ist das ganze Jahr kein Eis.

Aus allem diesem ziehe ich den Schluß, daß, wenn in den hohen nördlichen Breiten oft ein sehr kalter Sommer beobachtet wird, dieses nicht daran liegt, daß die Sonnenwärme nicht hin-

*) Nukuß und Petro-Alexandrewsk.

reichte, aber wohl daran, daß sie durch das Schmelzen des Eises absorbiert wurde. Die Beobachtungen im Norden des 72° N. Br. wurden an den Ufern solcher Meere gemacht, an denen während des ganzen Sommers sich mehr oder weniger schwimmendes Eis befindet. Wenn das Meer auch zu Zeiten frei von Eis ist, so bringen die Strömungen beständig Wasser herzu, das durch das Schmelzen des Eises abgekühlt ist, daher dient dann letzteres, wenn auch nicht als direkte, so doch als indirekte Ursache der niedrigen Temperatur.

Stellen wir uns folgende Verteilung des Meeres und des trocknen Landes um den Nordpol vor: ein ausgedehntes Festland reiche vom 75° N. Br. bis zum Pol, um den ganzen südlichen Rand des Festlandes ziehe sich eine Bergkette ungefähr 5000 m hoch, aber im Innern sei eine Ebene. Offenbar würde in diesem Fall auf dem südlichen Abhange der Berge viel Schnee sein, da die Luft über den umliegenden Meeren fast alle ihre Feuchtigkeit verlöre, ehe sie sich bis zum oberen Teil des Bergrückens erhebt. Im Innern des polaren Kontinentes würde es sehr trocken sein, da sich die von den Bergen senkende Luft erwärmt und vom Sättigungspunkt entfernt. Im Winter wäre es bei solchen Bedingungen sehr kalt, da zur Zeit der sechsmonatlichen Nacht die Ausstrahlung nicht aufhört, und die Wolken, die sie hindern würden, nicht vorhanden sind. Dafür würde sich im Sommer, während sechsmonatlicher Erwärmung durch die Sonne, am Pol eine hohe Temperatur entwickeln, und die von den kalten Meeren wehenden Winde würden durch die Berge aufgehalten werden.

Wenn auf der nördlichen Halbkugel nur in Breiten über 70° und sogar über 72° überall ein sehr kalter Sommer eintritt, so treten auf der südlichen Halbkugel dieselben Erscheinungen in unvergleichlich niedrigeren Breiten ein. Man kann voraussetzen, daß mit Ausnahme der Meridiane von Neuseeland und Südamerika, schon mit dem 50—52° S. Br. beginnend der Sommer nicht wärmer als 6° C. ist, so daß man die Temperatur auf der Insel Kerguelen als nahezu die normale für die gegebene Breite annehmen muß. So z. B. fand die Expedition des Challenger Anfang Februar, d. h. in der wärmsten Jahreszeit, die mittlere Temperatur von 2.$_2$° bis 3.$_9$° auf der Insel Heard unter dem 53° südlicher Breite und 73$^1/_2$°

östlicher Länge. Es ist jedoch bekannt, daß die Wärmemenge, die im Laufe des Jahres von den Sonnenstrahlen gespendet wird, vollständig gleich für beide Halbkugeln ist, aber der Sommer der südlichen Halbkugel fällt mit der Zeit zusammen, in der die Erde der Sonne am nächsten steht.

Auf den vorhergehenden Seiten habe ich gezeigt, welchen Einfluß besonders die großen Anhäufungen von Eis und Schnee auf die Temperatur der Luft haben.

Der Schnee unterscheidet sich vom Eise in zwei Beziehungen: 1. ist seine Oberfläche rauh, daher strahlt sie mehr Wärme aus und kühlt sich folglich in den klaren Nächten stärker ab; 2. ist der Schnee lockerer als das Eis; es ist in den Zwischenräumen zwischen den Schneekrystallen viel Luft eingeschlossen und daher leitet er die Wärme schlechter als das Eis.

Diese letzte Eigenschaft hat eine sehr große Bedeutung. Auf den ausgedehnten kontinentalen Flächen, besonders im europäischen und asiatischen Rußland, liegt während des ganzen Winters und eines Teiles des Frühlings Schnee. Er schützt als schlechter Wärmeleiter den Boden vor Kälte, und sein Einfluß ist so stark, daß der Unterschied zwischen der Temperatur der unteren Luftschicht und der oberen Erdschicht nicht selten 30^0 erreicht. Leider existieren sehr wenig Beobachtungen über die Bodentemperatur in den Ländern mit einer beständigen Schneedecke im Winter, besonders in Rußland. Am allerwichtigsten wären solche Beobachtungen in Ostsibirien, denn es unterliegt keinem Zweifel, daß sich dort noch größere Unterschiede zwischen den Temperaturen der oberen Erdschicht und der unteren Luftschicht zeigen werden, als sonst wo, da dort die Temperatur im Winter sehr niedrig ist, und der Schnee, der bei sehr niedrigen Temperaturen fällt, aus sehr kleinen Krystallen besteht, weshalb er die Wärme noch schlechter leitet als ein dichterer Schnee, wie er bei Temperaturen nur wenig niedriger als 0^0 fällt.

Wenn es wenig Beobachtungen über die Bodentemperatur in den Gegenden, wo im Winter eine Schneedecke existiert, giebt, so giebt es doch jedem Landwirte bekannte Thatsachen, die auf den Einfluß des Schnees hinweisen: in einem schneereichen Winter, sogar in einem kalten, friert der Boden gewöhnlich bis zu einer geringeren Tiefe als in einem schneearmen; ebenso ist das

Gefrieren weniger tief in den Wäldern, wo der Schnee vor starkem Winde geschützt ist und sich in gleichmäßigeren Schichten lagert als auf offenen Stellen, von denen der Schnee oft durch den Wind verweht wird. Auch ist es bekannt, daß die Wintersaaten häufiger dort ausfrieren, wo sie durch den Schnee nicht geschützt werden. Dort, wo eine hinreichend dicke Schneedecke existiert, konzentriert sich, so zu sagen, die Abkühlung, die durch die nächtliche Ausstrahlung und die kalten Winde entsteht, in der unteren Luft- und der oberen Schneeschicht, ohne weit in die Tiefe zu dringen.

Übrigens ist die Tiefe des Schnees nicht allein von großem Einfluß auf diese Erscheinungen: der Schnee, der sich unter dem Einfluß abwechselnden Tauens und Gefrierens in Frost verwandelt hat, und besonders das Eis sind weniger schlechte Wärmeleiter als der lockere Schnee; wenn oben eine Eiskruste vorhanden ist, so ist die Ausstrahlung von ihrer Oberfläche beträchtlich schwächer als von der lockeren Oberfläche des Schnees.

Die starke Ausstrahlung von der Oberfläche des Schnees hat einen bedeutenden Einfluß auf die Temperatur, besonders bei klarem und stillem Wetter. Die Oberfläche des Schnees kühlt sich in der Nacht bedeutend ab und diese niedrige Temperatur geht allmählich auf die umgebende Luft über.

Im Winter 1877—78 gab es im östlichen Rußland zu Neujahr keinen oder fast keinen Schnee. Dieses hatte einen wesentlichen Einfluß auf die Temperatur. Ungeachtet dessen, daß im Laufe des Novembers und Dezembers Antizyklonen bei Windstille oder schwachen Winden herrschten, und es im Dezember nach einander bis zu zehn und mehr klare Tage gab, war die Temperatur lange nicht so niedrig, wie sie gewöhnlich unter solchen Bedingungen zu sein pflegt.

Folgende Tabelle giebt einen Begriff über die Temperaturverteilung und die Bewölkung im Dezember 1877.

	Minima des Monats.*)	Mittlere Temperatur.**)	Abweichung vom mehrjährigen Mittel.***)	Mittlere Bewölkung.	Dasselbe für 13 Tage (19.—31. Dezember).
Warschau	—15.5	— 2.4	0.5	8.1	6.2
Riga	—14.8	— 2.8	0.3	8.8	8.4
Gorki	—20.8	— 6.8	0.1	7.2	7.2
Moskau	—22.7	—11.5	—3.4	7.2	6.9
Gulynki	—26.5	—11.9	—4.0	5.0	4.7
Woroneſh	—27.3	— 9.3	—2.0	5.3	5.5
Niſchny-Nowgorod	—17.7	— 9.4	0.8	7.6	4.5
Kaſan	—20.9	—13.1	—1.2	4.5	2.0
Sſimbirsk	—22.6	—13.6	—2.4	3.1	0.9
Krotkowo†)	—25.4	—13.7	—	2.4	0.4
Omsk	—42.0	—23.1	—	3.7	3.7
Sſemipalatinsk	—49.9	—26.8	—12.1	5.1	4.9
Barnaul	—51.9	—27.2	—11.7	5.2	5.8

Ziemlich tiefer Schnee fiel um die Mitte des Dezembers annähernd bis zum Meridian von Tambow, folglich lagen Moskau, Gulynki (Gr. Rjaſan) und Woroneſh in der Schneezone, aber Niſchny-Nowgorod, Kaſan, Sſimbirsk und Krotkowo in der faſt ſchneeloſen Zone. Die allgemeine Verteilung der Temperatur war eine derartige, daß, wenn man die letzten drei Orte ausſchließt, nicht nur abſolut, ſondern auch relativ die Temperatur im weſtlichen Sibirien niedriger war und nach Weſten hin ſtieg, ſo daß ſie ſchon im Mohilowſchen Gouvernement gleich der mittleren und weiter nach Weſten ſogar höher war. In Niſchny-Nowgorod, Kaſan und Sſimbirsk war die Abweichung beträchtlich geringer, als in Moskau und Gulynki, und in den beiden erſten geringer, als in Woroneſh. Im Winter iſt eine geringe Bewölkung der Abkühlung der Luft günſtig, ſie war beträchtlich geringer in den letzten dreizehn Tagen des Monats in der ſchnee-

*) Nach Beobachtungen um 7 Uhr morgens, 1 und 9 Uhr abends ohne Minimum-Thermometer.

**) Mittel aus den Beobachtungen um dieſelbe Zeit.

***) Unter dem Mittel mit den — Zeichen, über dem Mittel ohne Zeichen.

†) Ungefähr 60 km ſüdlich von Sſimbirsk.

losen Zone, als in der, in welcher Schnee lag; besonders gering war sie in Kasan, Ssimbirsk und Krotkowo. Die mittlere Bewölkung für den ganzen Monat war auch (für einen Wintermonat) bemerkenswert gering an diesen Orten. Ungeachtet der so geringen Bewölkung war die Temperatur in der schneelosen Zone nicht niedrig; besonders bemerkenswert ist der Umstand, daß die Temperaturminima relativ sehr hoch waren, aber in denjenigen Orten des europäischen Rußlands, in denen Schnee lag, waren die Minima etwas niedriger als gewöhnlich, wie folgende Tabelle zeigt. Da nicht für alle Orte, aus denen ich Beobachtungen angeführt habe, die mittleren monatlichen Minima berechnet sind, so mußte ich die ihnen zunächst liegenden nehmen.*)

	Mittlere monatliche Minima.**) Mehrjährige Mittel.	Abweichung vom Monats-Mittel.	Abweichungen der Minima von den mittleren Temperat. des Monats. Im Jahre 1877.		
Warschau	—14.5	11.6	13.1	Riga	12.0
Mitau	—15.5	12.8	—	Gulynki	14.6
Moskau	—23.9	15.8	11.2	Woroneſh	18.0
Kursk	—21.8	15.3	—	Nischny-Nowgorod	8.3
Tambow	—24.6	16.9	—	Ssimbirsk	9.0
Kasan	—28.3	16.3	7.8	Krotkowo	11.7
Barnaul	—38.1	22.2	24.7		

Aus dieser Tabelle ist ersichtlich, daß in der schneelosen Zone im Dezember 1877 die Minima nur um 7.8^0 bis 11.7^0 niedriger als das Mittel waren, d. h. dieser Unterschied war bloß die Hälfte desjenigen, der gewöhnlich vorkommt.

*) Mitau liegt sehr nahe bei Riga, Gulynki zwischen Moskau und Tambow, Woroneſh zwischen Kursk und Tambow, Ssimbirsk weniger als 200 qkm von Kasan, und für Omsk und Ssemipalatinsk konnten keine genügend nahen Orte gefunden werden.

**) Diese Rubrik ist dem Buche H. Wilds: „Lufttemperaturen im russischen Reich" pg. 243 und 247 entlehnt.

Im Dezember 1877 herrschte im kasanschen, simbirskischen und den benachbarten Gouvernements eine sehr andauernde Anticyklone.

Woher also das Fehlen niedriger Temperaturen bei Schneelosigkeit, bei Witterungsverhältnissen, die der Ausstrahlung so sehr günstig sind? Gerade von dem Fehlen des Schnees selbst. Infolge dessen mußte, wiewohl die Witterungsverhältnisse günstig für die Ausstrahlung waren, diese weniger rasch eintreten, als wenn Schnee vorhanden gewesen wäre, unter sonst gleichen Bedingungen. Da die Luft vor dem Einfluß des Bodens nicht durch einen schlechten Wärmeleiter (den Schnee) geschützt war, so mußte er auch die Abkühlung der Luft umsomehr mildern, als der Anfang des Herbstes sehr regnerisch und, als die Fröste begannen, der Boden sehr feucht war. Beim Gefrieren des Bodenwassers setzt sich viel Arbeit in Wärme um. Ferner bekam die Erde infolge der Fröste ohne Schnee tiefe Spalten, in welche die kalte Luft eindrang. Dann ist gerade in der Zone ohne Schnee der Einfluß der Bewölkung bemerkbar: in Nischny-Nowgorod, wo die Bewölkung relativ groß war, war die mittlere Temperatur bedeutend höher als in Kasan, Simbirsk und Krotkowo, dasselbe läßt sich auch vom Temperaturminimum bemerken.

Ich setzte einige Thatsachen auseinander, die sich auf die bei uns so seltene Erscheinung der Schneelosigkeit bei einer andauernden Anticyklone und auf den Einfluß dieser Erscheinung auf die Lufttemperatur beziehen. Zentral-Europa gab vor nicht langer Zeit sehr gute Beispiele dieser Art. In den Wintern 1879—1880 und 1881—82, im ersten besonders im Dezember, im zweiten im Januar, waren sehr anhaltende Anticyklonen, aber die Temperatur war viel niedriger im Dezember 1879 als im Januar 1882. Dieses kann man dem Umstande zuschreiben, daß in den ersten Tagen des Dezembers 1879 ein starkes Schneegestöber war, infolge dessen sich in einem großen Teile Frankreichs, Deutschlands, der Schweiz und Österreichs, sogar in den Ebenen und unteren Thälern, eine dicke Schneeschicht lagerte, die bis zum Ende des Monats nicht schmolz. Als die Anticyklone eintrat, erwiesen sich die Bedingungen als ungewöhnlich günstig für eine starke Abkühlung der Schneeoberfläche und der unteren Luftschicht. In vielen nicht hohen Thälern des nördlichen Deutschlands und der

Schweiz war die mittlere Temperatur des halben Monats niedriger als —12°, in Klagenfurt in Kärnten, unter $46^1/_2{}^0$ N. Br. und 440 m über dem Meere, niedriger als —16°, d. h. niedriger als die mittlere Temperatur im Dezember in Tobolsk. Im Januar 1882, bei Witterungsverhältnissen, die vollständig analog den Verhältnissen des Dezembers 1879 waren, d. h. bei sehr hohem Luftdruck, der lange anhielt, waren die Temperaturen jedoch lange nicht so niedrig, weil im Anfange der Anticyklone kein Schnee auf der Erde lag. So führt z. B. Billwiller*) folgende mittlere Temperaturen fünftägiger Perioden in Zürich an, während welcher diese Stadt im Zentrum der Anticyklone oder demselben nahe lag und das Wetter ziemlich still und im allgemeinen klar war (an manchen Tagen war übrigens in den Thälern Nebel).

Winter 1879—80: 7.—11. Dezb. $-13._{40}$; 12.—16. Dezb. $-9._{20}$; 17.—21. Dezb. $-10._{50}$; 22.—26 Dezb. $-10,_{50}$; 6.—10. Jan. $-3._{50}$; 11.—15. Jan. $-4._{00}$; 16.—20. Jan. $-6._{60}$; 21.—25. Jan. $-9._{50}$.

Winter 1881—82: 27.—31. Dezb. $-4._2{}^0$; 11.—15. Jan. $-1._4{}^0$; 16.—20. Jan. $-3._2{}^0$; 21.—25. Jan. $-3._5{}^0$. Er bemerkt auf Grund dieser Temperaturen: „es unterliegt keinem Zweifel, daß das Schneegestöber vom 5. Dezember 1879, welches fast das ganze mittlere Europa mit einer Schneeschicht bedeckte, die Ursache der später auftretenden Kälte war, die niedrigsten Temperaturen dieses denkwürdigen Winters wurden auf dem größten Teil der Schweizerstationen zwischen dem 8.—11. Dezember beobachtet und waren sie niedriger als —20°. Am Ende des Monats trat Tauwetter ein, der Schnee schmolz und als am 4. Januar Mitteleuropa wieder in das Gebiet einer Anticyklone trat, erniedrigte sich die Temperatur viel weniger, als im Dezember, und nachdem in der Mitte des Januar wieder Schnee fiel, erniedrigte sich die Temperatur bedeutend. Im Winter 1881—82 war zur Zeit der Anticyklonen fast gar kein Schnee und daher erniedrigte sich die Temperatur viel weniger als 1879—80. Die niedrigste in Zürich war am Morgen des 26. Dezembers, nämlich $-8._5{}^0$. Den starken Frösten der Winter 1788—89, 1829—30 gingen gleich-

*) Einfluß der Schneedecke auf die Temperatur der unteren Luftschichten. Zeitschr. f. Meteor., Bd. XVII, pg. 98.

falls Schneemassen auf großen Flächenräumen voraus." Weiter kommt er zu Schlüssen, die vollständig mit meinen übereinstimmen, wobei ihm, wie es scheint, meine Abhandlungen über diesen Gegenstand nicht bekannt waren.

Noch müssen wir uns bei einem anderen Einfluß der Schneedecke aufhalten nämlich auf die Feuchtigkeit der Luft und die Niederschläge. Es ist klar, daß bei Windstille und Abwesenheit absteigender Luftströme die Luft mit Wasserdämpfen fast gesättigt sein wird, da die Schneeoberfläche beständig verdunstet. Folglich wird die relative Feuchtigkeit, bei sonst gleichen Bedingungen, annähernd derjenigen gleich sein, welche auf einem Schiffe mitten auf einem ausgedehnten Süßwassersee beobachtet würde. Übrigens giebt es eine Bedingung, welche bei klarem Wetter die relative Feuchtigkeit über dem Schnee etwas vermindert; namentlich dann pflegt gewöhnlich die Schneeoberfläche kälter als die Luft zu sein, da sie sich direkt durch Ausstrahlung abkühlt, und ihre Temperatur sich nur allmählich der Luft mitteilt. Unter solchen Bedingungen ist die Verdunstung von der Oberfläche des Schnees geringer, als wenn er eine der Luft gleiche Temperatur hätte (siehe Kap. 2). Allein dennoch pflegen im Winter bei klarem Wetter und vollständiger Windstille sehr oft Nebel zu herrschen (im nördlichen Sibirien nennt mann ihn „Morok" d. h. Finsternis) — ein Beweis, daß die Luft mit Dämpfen gesättigt ist.

Diese große relative Feuchtigkeit im Winter erleichtert die Kondensation der Dämpfe, in Form von Nebeln in der unteren Luftschicht, oder in Form von Schnee — etwas höher, während die festen Körper sich sehr leicht mit Reif bedecken.

Indem wir diese Eigenschaft des Schnees kennen, können wir im voraus schließen, daß, wo er in gleichmäßiger Schicht liegt, die Luft nahe der Sättigung sein wird, mit Ausnahme der Fälle, wenn ein absteigender Luftstrom vorhanden ist oder ein starker kalter Wind weht. Dieses ist in der Hinsicht wichtig, daß unter 0^0 die psychrometrischen Beobachtungen weniger zuverlässig werden, besonders bei Temperaturen um -10^0 und niedriger. Allein es ist bekannt, daß die Ausdehnung der Stürme oder richtiger Cyklonen, d. h. der Zentren niedrigen Druckes (siehe Kap. 1), in hohem Grade von der Menge der Dämpfe in der Luft abhängt. Kennt man die Temperatur des Orts und weiß man ferner, daß

dort eine Schneedecke existiert, so kann man ohne hygrometrische und psychrometrische Beobachtungen einen Begriff von der Quantität der Dämpfe in der Luft bekommen und folglich daraus einen Schluß über die größere oder geringere Wahrscheinlichkeit der Verbreitung eines Sturmes in bestimmter Richtung ziehen.

Ich bespreche noch eine Frage: wie schmilzt der Schnee im Frühling und Sommer dort, wo im Winter eine Schneedecke ist? Wovon hängt dieses Schmelzen ab?

Vor allem muß noch eines Umstandes gedacht werden, daß nämlich der Schnee Wärmestrahlen, wie auch Lichtstrahlen reflektiert und daß sein Wärmeleitungsvermögen sehr gering ist. Daher der sehr geringe direkte Einfluß der Sonnenwärme auf den Schnee. Wer Beispiele zum Beweise dieses Faktums haben will, den weise ich auf die hohen Berge selbst der tropischen Zone: dort schmilzt in einiger Höhe der Schnee nicht, da die Luft solcher Höhen sehr diatherman, ihre Wärmekapazität außerordentlich gering ist (sie ist zu verdünnt, zu arm an Wasserdämpfen und Kohlensäuere und enthält gar keine oder fast gar keine fremden festen oder flüssigen Partikel (Staub), um irgend eine beträchtliche Wärmemenge zurückzuhalten). Der Schnee wirft die Sonnenstrahlen zurück ohne zu schmelzen und sie durchstrahlen wieder die Luft. Über den mit Schnee bedeckten Ebenen ist die Luft weniger verdünnt, als auf den Bergen und infolge dessen auch etwas weniger diatherman, jedoch ist auch sie arm an den Substanzen, welche einen besonderen Einfluß auf die Diathermansie haben, nämlich an Wasserdämpfen, weil die Temperatur niedrig ist (d. h. im gegebenen Fall, so lange der Wind keine wärmere Luft aus niedrigen Breiten oder vom offenen Meere bringt), an Kohlensäure, weil wenig tierisches Leben herrscht und besonders an Staub, weil man wenig pflanzliches und tierisches Leben antrifft und dazu ist die Bodenoberfläche noch mit Schnee bedeckt. An klaren Tagen wird eine beträchtliche Quantität der Sonnenwärme durch die Oberfläche des Schnees, wie auch auf den großen Höhen zurückgeworfen und geht zurück durch die Luft. Der Schnee schmilzt unter solchen Bedingungen nicht, wenn sich in der Nähe kein Gegenstand befindet, der sich durch die Sonnenstrahlen stark erwärmte (das Schmelzen des Schnees auf den Dächern, auf den Felsen, in der Nähe der Bäume u. s. w., wenn auf einer

ausgedehnten Oberfläche ohne derartige Gegenstände Anzeichen des Taues nicht wahrnehmbar sind). Daher genügt es, den Schnee mit einer dünnen Schicht Kohlenpulver zu bedecken, damit er in der Sonne schmilzt. Nach einigen sonnigen Tagen kann man sehen, wie sich die Schneeoberfläche unter der Kohle erniedrigt hat im Vergleich zum unbedeckten Schnee.

Da der Schnee durch die direkten Sonnenstrahlen nicht schmilzt, so lange die Temperatur nicht über 0^0 gestiegen ist, und bei einer ausgedehnten Schneedecke sich auch die Luft in vielen Fällen durch die Wirkung der direkten und zurückgeworfenen Sonnenstrahlen nicht über 0^0 erwärmt, so ist es klar, daß eine solche Schneedecke in sich selbst die Bedingungen ihrer Erhaltung hat. Es erübrigt noch, zu erklären, wie er verschwinden kann, denn wir wissen, daß er im Frühling und Sommer auf den ausgedehnten Kontinenten der nördlichen Halbkugel verschwindet.

Eine aufmerksame Durchsicht der meteorologischen Beobachtungen in Rußland und den Polargegenden zeigt, daß die Sache folgendermaßen vor sich geht: zuerst wird warme Luft vom Süden oder Westen gebracht, d. h. vom trocknen Lande, wo der größte Teil des Schnees bereits geschmolzen ist, oder von den Meeren, die frei von Eis sind. Durch den Einfluß der Luft, die eine Temperatur über 0^0 hat, beginnt der Schnee zu schmelzen. Durch abwechselndes Schmelzen und Gefrieren erhärtet die Oberfläche des Schnees und verwandelt sich in Firn, und dieser leitet, wie bekannt, die Wärme besser und zerstreut weniger die Wärmestrahlen als der Schnee. Dann dient ein Teil der Sonnenstrahlen direkt zum Tauen des Schnees; ein anderer Teil wird zurückgeworfen, aber die Luft, die jetzt mehr Dämpfe besitzt, hält eine größere Menge direkter und zürückgeworfener Wärme der Sonnenstrahlen zurück. Wenn die warmen Winde vom Süden oder von dem Meere noch Regen mitführen, so schmilzt der Schnee infolge der großen Wärmekapazität des Wassers viel rascher. Wenn sich der Taupunkt der Luft über 0^0 erhält, so absorbiert die Oberfläche des Schnees und Eises die Wasserdämpfe direkt aus der Luft, wobei sie natürlich schmilzt.

Zum Schmelzen des Schnees kann auch der Staub beitragen, der durch den Wind aus wärmeren Gegenden herbeigetragen wird, wo das organische Leben schon thätig und die Oberfläche des

Bodens schon ausgetrocknet ist. Wenn endlich erst einmal eine genügende Menge Schnee geschmolzen ist und sich Wasserpfützen gebildet haben, so hindern sie schon die Erniedrigung der Temperatur unter 0° und erwärmen sich selbst durch die Sonnenstrahlen. Das sind in Kürze die Prozesse, durch die sich das Tauen des Schnees erklärt. Auf den Kontinenten der nördlichen Halbkugel beginnt es durch das Zuströmen wärmerer Luft von Süden her. Aber da es auch kältere Länder im Norden giebt, so wird der Schmelzprozeß des Schnees nicht selten durch einen Zufluß von Luft von dorther unterbrochen.

Auf diese Weise ist auf den Kontinenten der nördlichen Halbkugel eine fortschreitende Bewegung hoher Temperaturen von Süden nach Norden wahrnehmbar, eine sehr langsame Bewegung, da eine lange Zeit erforderlich ist, damit sich die Schneedecke so weit lichtet, daß die Bodenoberfläche zunächst austrocknen und dann sich durch die Sonnenstrahlen erwärmen kann.

Schon vom 10. Mai an erhalten die hohen nördlichen Breiten (70° — 90°) täglich eine größere Menge Sonnenwärme, als der 30° N. Br. am Tage des Frühlingsaequinoktiums (die Absorption der Sonnenwärme durch die Atmosphäre nicht berücksichtigt). Indessen liegt unter dem 30° N. Br. an dem Ufer des Meeres und der niederen Ebenen bisweilen nicht nur kein Schnee, sondern es schneit auch nicht; aber jenseits des 70° N. Br. ist überall, außer in Norwegen, im Mai die mittlere Temperatur unter 0° (auf dem Grinelllande war die mittlere Temperatur zweier Stationen unter dem 81° und 82° N. Br. im Mai $-16{,}9^0$), und der Schnee schmilzt in diesem Monate fast nicht. Dieses rührt daher, daß weiter südlich noch nicht genügend hohe Temperaturen eingetreten sind. Im Juni treten diese Bedingungen auch an den allernördlichsten Orten ein, denn überall in der nördlichen Hemisphäre, wo Beobachtungen vorhanden sind, beginnt in diesem Monate ein ganz entschiedenes Schmelzen des Schnees.

Ich führe einige Beispiele an. Die Expedition der Vereinigten Staaten unter Kapitän Hall überwinterte in der Polaris-Bai im nördlichen Grönland, unter 81° 36′ N. Br. Unter dieser Breite geht die Sonne schon vom 11. April an nicht unter und

bis zum 1. Juni inklusive stieg die Temperatur nur einmal über 0°, aber vom 2. Juni an war sie beständig höher als 0°, mit Ausnahme weniger Stunden. Doch in der zweiten Hälfte des April und der ersten des Mai waren viele klare Tage.

Den zweiten Winter verbrachte die Expedition gleichfalls in Grönland unter dem 78° 23′ N. Br. (Polaris House); hier geht die Sonne vom 20. April nicht mehr unter; bis zum Ende der Beobachtungen, dem 31. Mai, war Tauwetter nur am 16., 22., 27. Mai, während es viele klare Tage gab. Z. B. den 8. Mai stieg die Temperatur bei heiterem Himmel nicht über -14.4^0, am 31. Mai war es von 6 Uhr morgens bis 6 Uhr abends klar, aber das Thermometer erhob sich nicht höher als $-8,8^0$. *)

Die Beobachtungen der Expedition Nordenskjölds in Pitlekaj in der Nähe des Kaps Serdze-kamen in Nordostsibirien, unter 67° 5′ N. Br. beweisen, daß in viel niedrigeren Breiten der Beginn der Schneeschmelze noch später eintreten kann als im Norden Grönlands.

Sie begann erst mit dem 13. Juni, aber vorher im Mai und Juni**) erhob sich die Temperatur über 0° nur am 9., 14., 17., 18. und 31. Mai und 1. Juni, an diesen Tagen war der Himmel trübe. An klaren Tagen, z. B. am 3. Mai und 3. Juni, wurden Temperaturen über -18.4^0 am ersten und -6.9^0 am zweiten ***) nicht beobachtet.

Das schon früher Bemerkte beweist nach meiner Meinung daß die nicht untergehende Sonne diesem Prozeß nur hilft; aber daß für seinen Beginn die Bedingungen erforderlich sind, welche für den Anfang des Schneeschmelzens im Frühling in niedrigeren Breiten existieren, nämlich der Zufluß warmer Luft.

Auf der nördlichen Halbkugel schmilzt namentlich deswegen der Schnee auch in hohen Breiten vom Juni an, weil auf dieser Halbkugel die Kontinente einen großen Teil der mittleren Breiten

---

*) Scentific results of the U. S. Arctic Expedition, steamer Polaris, v. I. Washington 1876.

**) Tauwetter trat auch mitten im Winter ein.

***) Observations météorologiques faites par l'expedition de la Véga.

einnehmen, den übrigen — ziemlich warme Meere. Auf den Kontinenten häuft sich relativ wenig Schnee an, er schmilzt ziemlich rasch, weswegen auch der fortschreitende Gang der Temperaturen über 0° im Frühling von Süden nach Norden stattfindet. Alle Orte auf der nördlichen Halbkugel, die bis jetzt besucht wurden, befinden sich nicht weit genug von Gegenden, wo die Temperatur der Luft und die Oberfläche des Wassers, vom Juni angefangen, genügend über 0° ist.

Ich wende mich wieder zum abkühlenden Einfluß des Schneeschmelzens. Er muß sich natürlich in einer niedrigeren Temperatur derjenigen Frühlingsmonate, in denen er eintritt, zeigen im Vergleich mit den entsprechenden Monaten des Herbstes. In einem großen Teil des europäischen Rußlands ist aus diesem Grunde der April bedeutend kühler als der Oktober. Weiter nach Norden erniedrigt dieselbe Ursache die Temperatur des Mai im Vergleich mit dem September, z. B. in Archangelsk, Beresow, Jakutsk. In dem folgenden Beispiele nehme ich zwei Orte unter $51^1/_2^0$ N. Br., in dem ersten ist keine regelmäßige Schneedecke im Winter.

	Januar.	April.	Mai.	Juli.	Oktober.	Jahr.
Leipzig	—1.2	8.3	13.0	18.0	9.0	8.5
Sfaratow	—10.9	4.9	14.9	21.9	5.7	5.3

Also ist im östlichen Rußland noch der April um mehr als 3° kälter als in Mitteldeutschland, der Oktober ebensoviel, obgleich im Kontinentalklima eigentlich die Frühlingsmonate wärmer sein sollten als die entsprechenden Herbstmonate, aber im April wird viel Wärme auf die Schneeschmelze verbraucht, im Mai nicht mehr. Daß im ausgesprochenen Kontinentalklima, dort, wo keine Wärme auf die Schneeschmelze verwendet wird, der April nicht kälter ist als in Orten derselben Breite, welche dem Meere nahe sind, zeigt folgendes Beispiel:

	Januar.	April.	Juli.	Oktober.	Jahr.
Amu-Darja	—5.3	14.0	27.0	10.0	11.4
Rom	7.4	13.9	24.6	16.9	15.1

Also ist am Amu-Darja, unter der Breite von Rom,

die mittlere Jahrestemperatur ebensoviel niedriger als in Saratow im Vergleich zu Leipzig, aber der April hat dieselbe Temperatur wie in Rom, während der Oktober um fast 7° kälter ist.

Offenbar ist es in dieser Beziehung vor allem wichtig zu bestimmen, welch eine Wassermenge sich in fester Form, d. h. als Schnee oder Eis, zu Beginn des allgemeinen Schneeschmelzens an einem gegebenen Orte befindet. Doch, wo in dieser Hinsicht hauptsächlich der Schnee eine Bedeutung hat, d. h. fern von Meeren, Seen und Gletschern, müßte man vor allem die ganze Menge des Schnees, die sich auf einer gegebenen Bodenfläche befindet, kennen.

Der Einfluß des schmelzenden Schnees äußert sich auch auf die Temperatur der Frühlingsmonate einzelner Jahre; je weniger Schnee im Winter war, desto schneller schmilzt er, desto früher kann folglich die Erhöhung der Temperatur im Frühling beginnen. Sogar nach einem kalten Winter mit wenig Schnee kann daher ein sehr warmer April eintreten, z. B. im mittleren Rußland, in der Umgegend von Moskau; aber dieses ist nach einem wenn auch warmen, doch ziemlich schneereichen Winter nicht möglich.

Der Winter 1847—48 war in einem großen Teile Rußlands wiewohl kalt, doch so schneearm, daß schon in der ersten Hälfte des April sämtlicher Schnee um Moskau herum abschmolz und die Temperatur bis 24° stieg. In dem größten Teile des europäischen Rußlands war der April des Jahres 1848 der wärmste in 50 und mehr Jahren; nach Süden erstreckte sich diese Region bis zum Schwarzen und Asowschen Meere, nach Norden über den 60° N. Br., nach Osten fast bis zum Ural, nach Westen bis jenseits Wilna und Warschau. Der Winter 1848 war so schneearm, daß die Erinnerung an ihn sich mehr als 20 Jahre im Gedächtnis des Volkes erhielt.

Im Gegensatz hierzu war nach dem Winter 1866—67, der in einem großen Teile Rußlands wärmer als der Winter 1847—48, aber sehr schneereich war, der Frühling außerordentlich kalt, besonders der Mai; nach den in Petersburg angestellten Beobachtungen war er in 140 Jahren der kälteste. Der Mai 1867 war nach mehrjährigen Beobachtungen gleichfalls der kälteste

in Archangelsk und Mitau, in Moskau, Kostroma u. s. w. nur um $0._2^0$ bis $0._5^0$ wärmer als der kälteste langer Perioden.

In Rußland giebt es sowohl für 1848 als auch für 1867 so wenig Beobachtungen über die Niederschläge, daß es besser ist, indirekte Beweise für die Schneemenge, in Form der ungewöhnlichen Überschwemmungen der Flüsse und Seen, zu geben. Sie waren sehr bemerkbar im Norden Rußlands; der Ilmen z. B. überflutete die Stadt Staraja Russa, die ungefähr 15 km von ihm entfernt liegt, die zwischen Petersburg und Moskau Reisenden bemerkten eine ungewöhnlich hohe und lange dauernde Überschwemmung des Wolchow u. s. w. Diese Überschwemmungen waren nicht die Folge einer schnellen Temperaturerhöhung, im Gegenteil, wie es aus der Tabelle, die weiter unten gegeben ist, ersehen werden kann, war die Temperatur der Frühlingsmonate sehr niedrig, der Schnee schmolz langsam, aber er war in so großer Menge gefallen, daß sich nach dem Schmelzen sehr viel Wasser in den Flüssen und Seen ansammelte. G. Sarubin hat in den „Iswestija" der kaiserlich russischen geographischen Gesellschaft für 1870 eine Tabelle der Wasserhöhe der Wolga bei Astrachan für 40 Jahre (1828—67) veröffentlicht. Aus ihr ist ersichtlich, daß das Hochwasser des Jahres 1867 am höchsten in der ganzen Periode war, am niedrigsten war es 1840 (bekannt als schneearmer Winter, infolgedessen die Wintersaaten in vielen Gouvernements Mittelrußlands erfroren und eine große Hungersnot herrschte) und dann 1848, in welchem Jahre das Wasser um 5 Fuß 6 Zoll (1 m 60 cm) niedriger stand als 1867. Das Hochwasser der Wolga bei Astrachan ist das Resultat des Schmelzens von Schnee auf einem großen Flächenraum Rußlands, der Fluß erreicht hier eine Breite von 30 und mehr km Das Hochwasser von 1867 war so stark und andauernd, daß sich das Niveau des Kaspischen Meeres um 2 Fuß hob.

Folgende Tabelle giebt die Abweichungen der Temperatur von mehrjährigen Mitteln. Die Temperaturen höher als das Mittel sind ohne Vorzeichen, diejenigen unter dem Mittel mit dem — Zeichen.

	1847		1848			1866		1867			
	Dezbr.	Jan.	Febr.	März	April.	Dezbr.	Jan.	Febr.	März	April.	Mai.
Warschau	—0.5	—8.5	3.0	4.2	4.1 *)	1.5	1.6	4.1	—2.6	—0.3	—2.5
Mitau	—1.0	—7.9	2.7	3.8	3.9 *)	0.9	—1.4	1.9	—3.9	—1.2	—4.4 **)
Petersburg	—3.0	—3.7	5.0	4.9	3.8	0.2	—3.4	2.0	—4.4	—2.7	—6.6 **)
Archangelsk	—6.0	—2.0	6.7	2.8	1.6	—3.5	—6.2	1.0	—4.0	—0.6	—6.3 **)
Bolochna	—0.6	—8.0	5.4	2.3	6.5 ***)	1.4	—0.6	—1.1	—4.8	0.2	—3.3
Kostroma	—	—	—	—	—	0.6	—2.4	1.1	—4.1	—0.8	—4.8
Moskau	—0.0	—7.2	5.0	2.5	7.3 †)	2.4	2.0	1.4	—5.1	—1.4	—4.0
Kursk	—2.9	—8.4	4.5	3.3	7.1 ***)	1.5	5.4	1.0	—5.2	0.3	—1.5
Kischinew	—2.4	—6.6	2.3	1.8	4.7 ***)	0.6	3.8	3.4	2.3	2.0	1.0
Nikolajew	—4.3	—6.3	3.0	2.0	3.8 †)	0.3	6.7	3.6	—3.3	1.5	0.6
Lugan	—5.1	—9.4	5.0	3.5	5.9 †)	0	6.2	—0.3	—5.6	1.3	—1.0
Pensa	—7.0	—12.0	0.7	1.8	4.4 ***)	1.2	2.9	—0.9	—4.2	0.2	—2.7
Sfaratow	—5.1	—10.4	0.7	1.7	6.6	—	—	—	—	—	—
Sfamara	—	—	—	—	—	1.7	0.5	1.5	—4.0	—1.5	—2.6
Orenburg	—4.3	—5.9	0.6	0.6	5.0	3.6	0.9	—0.9	—2.0	—0.2	—2.4
Kasan	—1.6	—8.1	2.2	3.4	5.5 ††)	3.6	1.1	1.5	—2.5	0.9	—3.0

*) Der wärmste April während 50 jähriger Beobachtungen.
**) Der kälteste Mai während 50 jähr. oder längerer Beobacht.
***) Der wärmste April in 30 Jahren.
†) Der wärmste April während 50 und mehr Jahren.
††) Der wärmste April mit Ausnahme des Jahres 1818.

Aus der vorstehenden Tabelle ersieht man, daß der Winter 1847—48 fast in ganz Rußland, den Norden (Petersburg, Archangelsk) ausgenommen, viel kälter war als der Winter 1866—67. Der März 1867 war überall in Rußland kalt, der März 1848 überall warm, aber auf einen warmen März folgt lange nicht immer ein warmer April, auf einen kalten März lange nicht immer ein kalter April und besonders Mai. So wurde z. B. in Orenburg im Jahre 1860 beobachtet:

	Mittlere Temperatur.	Abweichungen vom mehrjährigen Mittel.
Im März	—17.4 *)	—8.4
April	4.9	1.7
Mai	14.6	0.6

In Petersburg im Jahre 1770:

März	—10.4	—5.7
April	6.6 **)	4.6
Mai	9.5	0.3

Ebendaselbst 1839:

März	—10.0	—5.3
Mai	13.4 ***)	4.7

Ebendaselbst 1871:

März	—0.4	4.3
April	—0.5	—1.5
Mai	5.5	—3.2

In Orenburg, wie überhaupt im Osten Rußlands und in ganz Sibirien, war der März 1860 ungewöhnlich kalt; aber da

*) Der kälteste März während der ganzen Beobachtungszeit.
**) Der wärmste April während der ganzen Beobachtungszeit.
***) Der wärmste Mai während der ganzen Beobachtungszeit.

der Winter nicht besonders schneereich war, so hinderte nichts das schnelle Steigen der Temperatur. Der Winter 1870—71 war in Nordrußland nicht besonders reich an Schnee, aber sehr kalt, im Baltischen Meere und auf den Seen häufte sich viel Eis an, daher die Beständigkeit der Temperaturen um 0°.

Sofort bemerkt man die Unterschiede zwischen dem nordwestlichen Teile Rußlands einerseits und dem übrigen Teile desselben andererseits. Im ersten wird die Temperatursteigerung im Frühling, außer durch das Schmelzen des Schnees und durch das des Eises aufgehalten, welches sich im Eismeere, im Weißen und Baltischen Meere mit ihren Busen und auf den Seen gebildet hatte. Die Dicke des Eises hängt von der Beständigkeit und der Stärke der Fröste ab; sie ist unter sonst gleichen Umständen größer im schneearmen Winter infolge des Mangels eines schlechten Wärmeleiters, genau ebenso auch bei häufigen Stürmen, die die Oberfläche der Wirkung kalter Luft und der Ausstrahlung bloßlegen, indem sie die Bildung einer dichten Eisdecke hindern. Daher bleibt nach einem kalten Winter, wie z. B. 1870—71, auf den Meeren und Seen des nördlichen und nordwestlichen Rußlands das Eis länger als gewöhnlich stehen, und das Schmelzen desselben absorbiert mehr Wärme als in anderen Jahren. Außerdem bleibt nach der Schmelze auf der Oberfläche der Seen und schwachsalziger Meere viel kaltes Wasser nach.

Es würde unter solchen Bedingungen sehr wichtig sein, zu wissen, wie sich von einem Tage zum anderen der mit Schnee bedeckte Flächenraum ändert, sei es durch Schneefall, sei es durch Schmelzen des Schnees, das Verwehen durch den Wind u. s. w. Diese Beobachtungen sind, da sie keine Instrumente erfordern, einem viel größeren Kreise von Leuten zugänglich als die gewöhnlichen meteorologischen Beobachtungen. Allein sie sind noch nirgends in großem Maßstabe organisiert. Soweit es mir bekannt ist, hat nur die uralische Naturforschergesellschaft an mehreren Orten Beobachtungen über die Zeit, in welcher sich die Erde mit Schnee bedeckt, angestellt.

Nirgends ist der Einfluß der Schneedecke so groß wie in Rußland, denn nirgends giebt es so ausgedehnte Ebenen, die vom Meere entfernt und im Winter mit Schnee bedeckt sind. Zu den Gründen, die zum Studium des mit Schnee bedeckten

Flächenraumes und seiner Tiefe anregen, sind noch zwei zu nennen: 1. Beim Schmelzen des Schnees wird eine große Quantität Wärme für diese Arbeit verbraucht, folglich je mehr Schnee liegt, um so langsamer geht die Temperaturerhöhung im Frühjahr vor sich, so lange, bis aller Schnee geschmolzen ist. 2. Sodann ist es bekannt, daß die Überschwemmung unserer Flüsse vom Schmelzen des Schnees abhängt — und wiederum kann man, bei sonst gleichen Bedingungen, ein um so größeres Steigen des Wassers im Frühling erwarten, je mehr Schnee sich zu der Zeit angehäuft hatte. Der letzte Umstand hat auch eine große praktische Wichtigkeit, folglich würden die Unkosten, die er bei gehöriger Organisation verursachen würde, schon allein dadurch sich bezahlt machen, daß man zeitig über die Wahrscheinlichkeit von Überschwemmungen unterrichtet ist.

Kapitel 5.

Die klimatischen Verhältnisse des beständigen Schnees und der Gletscher.

Beständigen Schnee nennt man den, welcher während eines Jahres nicht vollständig schmilzt. In den Bergen nennt man die ideelle mittlere Höhe, über welcher der ewige Schnee beginnt, „Schneelinie". Dieser Ausdruck gilt natürlich nur bedingungsweise. In den Schluchten und Klüften der Berge erhält sich der Schnee während des ganzen Sommers weit unter der Schneelinie, aber die steilen Berge, besonders auf der Sonnenseite, sind weit über die Schneelinie frei von Schnee.

Man kann an Stelle dieses Ausdruckes noch einen anderen für die Berggegenden einführen nämlich: „untere Schneegrenze". Man kann sagen, daß sich diese Grenze im Zustande des beweglichen Gleichgewichts befindet, einerseits in Abhängigkeit vom Schneefall, andererseits von den Temperaturen über 0 °. Den letzten Ausdruck muß man nicht nur als Lufttemperatur, sondern als diejenige fester Körper, die sich in der Nähe der Schneeoberfläche befinden, verstehen. Wenn der Schnee auf nicht gefrorenen Boden fällt, so wird er, wenn auch die Temperatur der Luft unter 0° ist, doch von unten schmelzen, anderseits schmilzt der Schnee oft an klaren Wintertagen und im Anfange des Frühjahres um die Körper, die stark durch die Sonne erwärmt sind, z. B. die eisernen Dächer, die Felsen u. s. w., wenn auch die Lufttemperatur beständig niedriger als 0° war (siehe Kap. 4). In den Bergen schwankt die untere Schneegrenze beständig durch

die Abhängigkeit von den beiden genannten Ursachen. Die sogenannte Schneelinie ist — nur ein besonderer Zufall, nämlich die Lage der unteren Schneegrenze am Ende des Sommers oder im Anfange des Herbstes, d. h. bevor die Temperatur sich so weit erniedrigte, daß der von neuem gefallene Schnee nicht mehr taut. Diese Schneelinie schwankt von Jahr zu Jahr: wenn in einem Jahr die mittlere Temperatur höher und weniger Schnee als gewöhnlich gefallen ist — steigt sie, in einem kalten und schneereichen Jahr — sinkt sie. Die Schwankungen der Schneelinie dienen als ziemlich guter allgemeiner Ausdruck für die gemeinschaftliche Wirkung dieser beiden Ursachen.

In den Ebenen kann man von einer unteren Schneegrenze nicht sprechen, da sich die Höhe, wenn überhaupt, so jedenfalls sehr wenig verändert und einen unbedeutenden Einfluß hat, aber auf der nördlichen Halbkugel kann man von der südlichen, und auf der südlichen von der nördlichen Schneegrenze sprechen. Wie in den Bergen nach Maßgabe der Temperaturabnahme und des Schneefalles die Schneegrenze sinkt, so nähert sie sich in den Ebenen dem Äquator. Im Frühling und Sommer hingegen steigt die untere Schneegrenze in den Gebirgen und nähert sich in den Ebenen den Polen. Auf der nördlichen Halbkugel liegt Schnee im Sommer nirgends an den Ufern des Meeres und in den Ebenen, hingegen im Winter findet man eine zusammenhängende Schneedecke bis 45° N. Br. im mittleren und östlichen Asien und dem östlichen Nordamerika. So ist also die jährliche Bewegung der Schneegrenze in horizontaler wie vertikaler Richtung bedeutend.

Auf der südlichen Halbkugel, wo in mittleren Breiten die Ozeane bei weitem den größten Teil der Fläche einnehmen, ändert sich die Schneelinie im Jahre wenig in vertikaler wie horizontaler Richtung. So liegt im Winter meistens kein Schnee auf dem Feuerland, unter 54° S. Br., doch auf den Süd-Orkneys, unter 61° S. Br., bleibt er selbst im Sommer liegen.

Bei den großen Kontinenten der nördlichen Halbkugel kann auch die Rede sein von einer westlichen Schneegrenze (selten von einer östlichen, weil die Meere im Osten der beiden Kontinente kalt sind). So liegt im europäischen Rußland im Winter Schnee

unter etwa 47° — 48° N. Br., in Westeuropa meistens noch nicht unter 60 °.

Da auf der nördlichen Hemisphäre kein Schnee im Hochsommer am Meeresufer und in den Ebenen liegt, so wird dann keine Wärme mehr auf die Schneeschmelze verwandt. Es frägt sich aber, ob und wieviel die Schneeschmelze in Gebirgen auf die Temperatur der Luft am Fuße derselben wirken mag. Viele behaupten, daß dieser Einfluß sehr wichtig ist und „die abkühlende Wirkung der nahen Schneegebirge" ist ein stehender Ausdruck, und zwar wird eine solche selbst für den Winter behauptet. Diese bezweifle ich sehr, im Frühling und Sommer aber will ich einen solchen Einfluß nicht in Abrede stellen, wenn auch die Mitteltemperaturen dadurch wenig beeinflußt werden. Damit ein solcher Einfluß sich äußert, muß das Gleichgewicht der Luftschichten gestört werden, d. h. die Temperaturabnahme mit der Höhe (in runden Zahlen) über 1° pro 100 Meter betragen. In Europa ist sie im Mai, Juni, Juli im Mittel $0._6°$ bis $0._7°$ pro. 100 Meter, in einzelnen Fällen aber größer, namentlich an heißen Tagen, denn dann ermärmt sich die Luft über den Thälern und Ebenen, während in den Bergen die Schneeschmelze die Temperatur in der Nähe von 0° erhält.

In Christiania (in Norwegen) und in der Nähe der Stadt, 348 m über dem Meeres-Niveau auf dem südlichen Abhange der Berge Wuoxen-Aa, gaben die Beobachtungen im Laufe dreier Jahre folgende Temperaturunterschiede auf 100 m: im Jahre $0._{55}°$, im Mai $1._{11}°$, Juni $1._{07}°$. Folglich entsprechen hier schon im Mittel zweier Monate die Temperaturunterschiede einem labilen Gleichgewicht. Aber da die Beobachtungen in der Stadt, besonders während der warmen Jahreszeit, immer eine etwas höhere Temperatur ergeben als außerhalb der Stadt, so ist es richtiger, anzunehmen, daß dieser Unterschied annähernd einem indifferenten Gleichgewichte entspricht. Die Tage, an denen der Unterschied besonders groß war, waren am häufigsten im Mai und dann war die Feuchtigkeit bedeutend unter dem Mittel, d. h. es existierten Bedingungen, die einer starken Erwärmung der Thäler und einem schnellen Schmelzen und Verdunsten des Schnees auf den Bergen günstig waren.*)

*) H. Mohn, Temperatur in und um Christiania; Zeitschr. f. Met. Bd. IX, pg. 97.

Renou sprach die Ansicht aus, daß die Schneelinie der mittleren Temperaturgrenze von 0° für die 6 Sommer- oder richtiger für die wärmsten Monate entspricht. Wo sie höher als 0° ist, da schmilzt seiner Ansicht nach der Schnee während des Sommers.*) Ich erkenne an, daß man durch die Einführung der Temperatur während der 6 warmen Monate an Stelle des Jahresmittels der Wahrheit etwas näher rückte; aber freilich giebt auch dieses keinen richtigen Begriff über die Höhe der Schneelinie. Richtiger ist der umgekehrte Schluß, daß die Temperatur des Sommers dort niedrig ist, wo der Schnee sogar auch mitten im Sommer nicht vollständig schmilzt, denn so lange eine bedeutende Menge Schnee vorhanden ist, absorbiert das Schmelzen desselben viel Wärme und verhindert eine bedeutende Zunahme der Temperatur über 0°. Im äußersten Norden Sibiriens ist die mittlere Temperatur der 6 wärmsten Monate unter 0° (z. B. Sagastyr -2.3^0) und dennoch liegt im Sommer nicht nur auf den Ebenen, sondern auch auf den Höhen der Taimyr-Halbinsel und an der Lenamündung kein Schnee mit Ausnahme weniger Schluchten und sogenannter Eisthäler, in die der Wind so große Schneemengen zusammenweht, daß Schnee und Eis sich den ganzen Sommer erhalten. Noch niedriger ist die Temperatur der 6 warmen Monate im nördlichen Grönland und im Grinnelland, und dennoch schmilzt der Schnee auch dort während des Sommers. Die mittlere Temperatur der Monate Mai bis Oktober auf dem Grinnelland, unter $81^1/_2 - 82^1/_2^0$ N. Br. gelegen, ist z. B. nach Beobachtungen der englischen Expedition -7.2^0. Meiner Ansicht nach ist die Erklärung sehr einfach: Da es sehr wenig schneit, so schmilzt der Schnee schnell, sobald sich die Temperatur nur einige Tage über 0° hält. Es liege ein bestimmter Ort mitten im Kontinent, weit vom Meere, so könnte sich die Temperatur nach dem Schmelzen des Schnees bedeutend erhöhen; aber auf dem Grinnelland absorbieren die Gletscher in den benachbarten Bergen und die Eismassen auf dem Meere so viel Wärme, daß,

*) E. Renou, limite des neiges persistantes. Annuaire météorol. de France. 1864.

trotzdem der örtliche Schnee verschwunden ist, die Temperatur nur wenig über 0° steigt.

Ch. Grad schlug vor, die untere Grenze des Firnes die Schneelinie zu nennen. Dieser Vorschlag ist ganz richtig. Ich gebe unten die von ihm zusammengestellte Tabelle der Schneelinie an; ich bemerke noch, daß ich die Tabelle Grads *) bezüglich des Kaukasus, der Berge Sibiriens und Mittelasiens durch die detaillierteren und genaueren Nachrichten von russischen Gelehrten und Reisenden vervollständigt habe.

Die unteren Grenzen der Firne.

Gegend und Gebirge.	Breite N.	Höhe in m	Gegend und Gebirge.	Breite N.	Höhe in m
Spitzbergen	77°	457	Östlicher Teil des		
Ostgrönland	74°	1000	Kaukasus:		
Lappland:			Nordabhang	42½°	3900
Südabhang	70°	1000	Südabhang	41°	3500
Nordabhang	70°	900	Thian-Schan:		
Skandinavische			Alatau	43°	3300
Gebirge:			Alexander-Ge-		
Nordabhang	67°	1000	birgszug	42-43°	3700
Südabhang	67°	1200	Transalaï	39-40°	4250
Westufer Nord-			Ararat: Nordwest-		
amerikas	61°	1645	Abhang	39½°	4370
Felsengeb.(N.-Am.)	52°	2625	Küen Lün:		
Sajan	52°	3380	Nordabhang	36°	4450
Altai, Südabhang	50°	2600	Südabhang	36°	4800
Tarbagatai	47°	2760	Karakorum:		
Schweizer Alpen:			Nordabhang	36°	4675
Nordabhang	46°	2600	Südabhang	36°	5920
Südabhang	46°	3300	Himalaya:		
Westlicher Teil			Nordabhang	28°	5300
des Kaukasus:			Südabhang	28°	4920
Nordabhang	44°	3300	Mexikan. Gebirge	19°	4400
Südabhang	42½°	2900	Tigregeb., Abessin.	13°	4300

*) Ch. Grad, sur la limite des neiges persistantes, C. R. LXXVI, pg. 780 (1873).

Berge oder Lokalitäten	Breite S.	Höhe in m	Berge oder Lokalitäten.	Breite S.	Höhe in m
Anden v. Ecuador:					
Cotopaxi*)	1°	4627	Mittel-Chile	36°	2580
Chimborazo	2°	4850	Süd-Chile	40°	1710
Anden Südamerik.:			Neuseeländ. Alpen	44°	2300
Bolivia	16°	5230	Feuerland	54°	1200
Peru	20°	5750	S.-Orkney-Inseln	61°	0
N.-Chile	24°	5100			

Aus dieser Tabelle ist ersichtlich, wie die Schneelinie nicht nur von der Temperatur, sondern von der Menge der Niederschläge, die in Form von Schnee niederfallen, abhängt. So z. B. ist die mittlere Jahrestemperatur am Fuß des Sajan, auf das Niveau des Meeres bezogen, ungefähr 2°, aber am Westabfall der Skandinavischen Alpen unter 67° N. Br. ist sie höher als 3°, allein hier ist die Schneelinie ungefähr um 2000 m niedriger als am Sajan.

Ferner ist auch in geringeren Entfernungen, z. B. die mittlere Jahrestemperatur, bedeutend niedriger an dem östlichen Abhange der skandinavischen Berge, als an dem westlichen, und nichts desto weniger wird der beständige Schnee bedeutend höher angetroffen. Im Kaukasus ist die Schneelinie viel niedriger im warmen Mingrelien und Imeritien als im kälteren Daghestan. Dieses erklärt sich dadurch, daß an den südlichen Abhängen des Kaukasus viel Schnee im Winter fällt, da sich an ihnen reichliche Dämpfe niederschlagen, die sich aus dem Mittelländischen und Schwarzen Meere erhoben; aber Daghestan ist durch den Hauptgebirgszug des Kaukasus vor den Südwestwinden geschützt, und vor den feuchten, vom Kaspischen Meere wehenden Winden schützen es die am Ufer sich hinziehenden Gebirgszüge, so daß dort im Winter, wenn die Wolken nicht hoch ziehen, wenig Schnee zu sein pflegt. Am Südabhange des Himalaya ist die Schneelinie

*) Nach der Bestimmung von Reiß, Zeit. f. Erdk. 1873, 240, 297.

gleichfalls niedriger als am Nordabhang infolge reichlicherer Niederschläge.

In den mittleren Breiten der südlichen Halbkugel geht die Schneelinie tiefer hinab, als in den entsprechenden Breiten der nördlichen, infolge des Überflusses an Niederschlägen (Schnee) im Winter und infolge eines kühleren Sommers.

Die Gletscher bringen weiter nach unten als der ewige Schnee. Sie bringen den Überschuß der Niederschläge über die Verdunstung zum Meere oder in niedrigere Thäler. Wenn der Gletscher das Meer erreicht, so brechen seine Ränder von Zeit zu Zeit ab und schwimmen in der Richtung der Winde und Meeresströmungen in wärmere Meere, wo schließlich das Eis schmilzt; diejenigen, welche das Meer nicht erreichen, finden dort eine Grenze, wo das Schmelzen des Eises mit der fortschreitenden Bewegung des Gletschers gleichen Schritt hält. Die unteren Grenzen der Gletscher verändern sich während des Jahres fast gar nicht, in dieser Beziehung ist ein großer Unterschied gegen die untere Grenze des Schnees. Dieses hängt davon ab, daß ein schnelleres Schmelzen des Eises im Sommer einer schnelleren fortschreitenden Bewegung des Gletschers das Gleichgewicht hält. Diese schnelle Bewegung der Gletscher hängt davon ab, daß 1. das Eis bei hoher Temperatur plastischer ist als bei niedriger, 2. im Sommer das Tauen des Schnees und Eises auf der ganzen Oberfläche eintritt und ein Teil des gebildeten Wassers wieder gefriert, wobei eine Ausdehnung des Eises stattfindet.

So kann man sagen, daß in den mittleren Breiten der mit Schnee bedeckte Flächenraum sich im Laufe eines jeden Jahres beträchtlich verändert, indem er die größte Ausdehnung am Ende des Winters, die geringste am Ende des Sommers erreicht, wogegen der Flächenraum und die unteren Grenzen der Gletscher sich nicht in direkter Abhängigkeit von der Jahreszeit befinden, sich aber während mehrerer Jahre hinter einander bedeutend nach der einen oder anderen Seite verändern.

Die Gletscher befinden sich in einem beweglichen Gleichgewichte, in welchem die Schneemasse, welche auf die Firnmulde fällt, das Plus, der Abgang (ablation) des Gletschers das Minus darstellt. Durch die verschiedene Wirkung der direkten Sonnenstrahlen, der Lufttemperatur über 0° und des Regens geht die

Schmelze der Gletschers mehr oder weniger rasch von statten, ein kühler Sommer und ein schneereiches Jahr müssen einem Vorstoße der Gletscher günstig sein, hingegen schneearme Jahre und warme Sommer darauf wirken, daß die Gletscher eher abnehmen.

Es frägt sich jedoch, ob die Temperatur oder die Schneemenge entscheidender wirkt. Wenn ersteres zutrifft, so muß das untere Ende der Gletscher sehr von Jahr zu Jahr schwanken, zuweilen freilich einige Jahre hinter einander zu- oder abnehmen, aber oft muß die Richtung der Bewegung sich von Jahr zu Jahr ändern, denn oft folgen auf kalte Jahre oder Sommer warme und umgekehrt. Wenn hingegen die Schneemenge auf den Firnmulden die Hauptsache ist, muß es anders vorgehen, denn infolge der langsamen Übertragung der Bewegung, spiegelt sich in der Höhe des Schnees auf der Firnmulde nicht nur der Einfluß eines Jahres, sondern mehrerer Jahre z. B. von X Jahren, wieder und zwar in der Weise, daß die Höhe und die von ihr abhängende Schnelligkeit der Bewegung des Eises gleichfalls zunimmt, wenn in diesen X Jahren mehr Schnee fällt, als das Mittel beträgt, wenn auch nicht jedes Jahr ein schneereiches ist. Wenn dagegen in den vorhergehenden X Jahren im allgemeinen weniger Schnee gefallen war, als gewöhnlich, so wird das Resultat eine geringere Tiefe des Schnees und eine geringere Schnelligkeit in der Bewegung des Gletschers sein.

Nehmen wir an, daß die mittlere Schneemenge, die auf einem Firne niederfällt (mit Ausnahme des Abganges auf dem Firne selbst) = N ist, die Menge des vorhergehenden Jahres = N_1, diejenige des vor zwei Jahren gefallenen N_2 u. s. w. und nehmen wir ferner an, daß nur 5 der vorhergehenden Jahre einen Einfluß auf die Höhe des Schnees haben, und daß sich dieser Einfluß in einer arithmetischen Progression nach Maßgabe der Entfernung der Zeit vermindert, so erhalten wir einen allgemeinen Ausdruck:

$$N_1 - N + 0.8\,(N_2 - N) + 0.6\,(N_3 - N) + 0.4\,(N_4 - N) + \\ + 0.2\,(N_5 - N) = Y,$$

der die Höhe des Schnees im Vergleich zum Mittel giebt. Ich gebe ein Zahlenbeispiel. $N = 4$ m, $N_1 = 1.2$ m, $N_2 = 6.8$ m, $N_3 = 3.2$ m, $N_4 = 3.0$ m, $N_5 = 2.8$ m; indem ich diese Zahlen in die Formel einsetze, erhalte ich $-2.8 + 2.24 - 0.48$

$-0_{.4} - 0_{.24} = -1_{.68}$ m d. h. die Höhe des Schnees hat sich auf 1 m 68 cm vermindert.

Eine fünfjährige Periode ist offenbar zu kurz, als daß man meinen kann, daß mit ihr der Einfluß auf die Höhe des Schnees auf den Firnen abschließt. Wenn wir eine hundertjährige Periode voraussetzen, so erhalten wir

$$N_1 - N + 0_{.99} (N_2 - N) \ldots . \text{ u. s. w.} = Y.$$

Bei einer solchen Voraussetzung, die natürlich mehr mit der Wirklichkeit im Einklange steht, ist es klar, daß wenige Jahre, die weniger Schnee geben, während die übrigen mehr geben, den allgemeinen Charakter der Erscheinung nicht verändern und nur seine Größe verringern.

Genau ebenso verändern einige Schneejahre nicht wesentlich den Charakter der Erscheinungen, wenn die Periode überhaupt arm an Schnee ist. Dieser Charakter hängt von der Summe vieler Jahre ab.

Daß in der That die Schneemenge auf den Firnen bedeutend schwanken kann, sogar in andauernden Perioden, ist aus den Beobachtungen auf dem St. Bernhard ersichtlich, die eine Schneehöhe von 10 m für 1841—60 und von nur $4_{.15}$ m für 1867—76 ergeben.

Die Beobachtungen über die Schwankungen der Gletscher in den Alpen haben ergeben, daß fast immer mehrere Jahre hinter einander die Gletscher in Zunahme begriffen sind, ihre Masse zunimmt und ihre Enden weiter in die Thäler dringen, und niedriger enden, als vorher. Dann folgen wieder viele Jahre des Rückzuges. Da die meteorologischen Beobachtungen ergeben haben, daß in Perioden des Rückzuges der Gletscher kalte Jahre und Sommer waren, in Perioden des Vorstoßes warme Jahre und Sommer, so ist zu sehen, daß der Schneefall auf dem Firne das maßgebende Moment ist.

Wo im Laufe des Jahres keine genügende Menge von Niederschlägen in Form von Schnee vorhanden ist, können keine Gletscher existieren, wie kalt auch das Klima sein mag. Wir kennen noch kein Land der nördlichen Halbkugel, wo der Schnee im Sommer nicht schmilzt, und wir wissen auch, daß dort, wo die Temperatur im Sommer niedrig ist, dieses hauptsächlich von dem Verbrauch der Wärme der Luft und der Sonnenstrahlen

auf die mechanische Arbeit der Schnee- und Eisschmelze abhängt.

Zur Bildung eines Gletschers ist ein Firn nötig. Folglich ist es erforderlich, daß die Niederschläge in Form von Schnee so reichlich sind, daß sie bis zu einem neuen Schneefalle nicht ganz schmelzen.

Wo günstige Umstände hierfür existieren, in Ebenen oder auf ausgedehnten Hochebenen, dort bilden sich kontinentale Eisdecken, wie augenblicklich in Grönland und in den höchsten südlichen Breiten und in früheren Zeiten sowohl im Nordwesten Europas, als auch im Nordosten der Vereinigten Staaten. Von der Eisdecke senken sich dann zu den benachbarten Meeren die Gletscher, und indem sie eine bestimmte Tiefe erreichen, brechen sie ab und schwimmen in Form von Eisbergen weiter. Hier sind die Eismassen kolossal, daher ist auch die außerordentliche Schnelligkeit verständlich.

Dort, wo sich solche Schneemassen nicht in den Ebenen und Hochplateaus ansammeln, trifft man die Gletscher und Firne nur in den Bergen, wo die Luft wegen der Höhe kalt ist und häufige und reichliche Niederschläge in Form von Schnee fallen. Wenn die topographischen Bedingungen günstig sind und besonders, wenn viel mehr Schnee fällt, als schmilzt, erreichen die Gletscher große Dimensionen und erstrecken sich weit nach unten in die warmen Thäler hinab.

Genau ebenso muß man, wenn irgendwo deutliche Spuren ausgedehnterer Gletscher, als die jetzt existierenden, vorhanden sind, sich bemühen, die Bedingungen zu finden, unter denen die Schneemassen zu jener Zeit reichlicher sein konnten. Einige der ersten Anhänger der Gletscherhypothese, z. B. Agassiz und andere, dachten sich eine Polarkälte in den mittleren Breiten zu der Zeit, als dort Gletscher vorkamen. Das, was oben angeführt worden ist, genügt vollkommen, um das Unrichtige dieser Ansicht zu zeigen.

Es ist bekannt, daß in Ostsibirien, wo die mittlere Temperatur des Jahres überall, mit Ausnahme des südlichen Teiles des Amurgebietes und eines Teiles des Gouvernements Jenesseisk, unter 0^0 ist, nur sehr kleine Gletscher in bedeutender Höhe am Berge Munko-Sardyk existieren. An allen anderen Orten sind

Gegend.	Bergkette und Abhang.	Breite. N.	Höhe üb. dem Meeresspiegel in m	Wahrscheinliche Jahrestemp. C.Grade
12. Westtibet	Karakorum, Gletscher Biafo	$35^1/_2°$	3012	$5._9$
13. Mexiko	Orizaba	19°	4015	$4._8$
14. Neuseeland, südl. Insel	Neuseeländ. Alpen:			
	Ostabhang	$43^1/_2°$	835	$7._0$
	Westabhang	$43^1/_2°$	212	$10._0$
15. Patagonien	Anden, Westabhang	$46^1/_2°$	0	$8._7$

Aus vorstehender Tabelle ist ersichtlich, daß die wahrscheinliche Temperatur am untern Gletscherrande in Ostsibirien $-9._7{}^0$, aber am untern Rande des Franz-Josephs Gletscher in Neuseeland $10._0{}^0$ ist, ein Unterschied von fast 20°. Aber wie bereits oben gesagte wurde, giebt es in Ostsibirien gebirgige Gegenden mit einer mittleren Jahrestemperatur von —15° bis —17° und mit dem kältesten Winter auf der Erdkugel, wo weder beständiger Schnee, noch Gletscher vorkommen, während in Neuseeland sich die Eismassen so weit herabsenken, daß in ihrer Umgebung baumartige Farne, Palmen, Fuchsien und andere Pflanzen warmer Klimate wachsen.

Schon in viel größerer Nähe von uns, in Norwegen, sinken die Gletscher bis zu einer Höhe, in der die mittlere Temperatur $= 4._8{}^0$, d. h. eine solche ist, wie man sie im europäischen Rußland um Orel, Tambow, in Westsibirien nicht nördlicher als 48° N. Br. und in Ostsibirien nicht nördlicher als 43° N. Br. findet.

Es liegt dies daran, daß in Westnorwegen viel Niederschlag fällt, schon am Ufer des Meeres mehr als 100 cm im Jahr, aber in den Bergen wahrscheinlich noch mehr. Dabei fällt ein großer Teil dieser Quantität im Herbst und im Winter, d. h. in einer solchen Jahreszeit, in der in den Bergen, besonders über 1500 m schon Schnee vorherrscht. Auf diese Weise häuft sich eine kolossale Masse Schnee an und daher dringen auch die Gletscher sehr weit nach unten vor.

In den Alpen bemerkt man einen sehr großen Unterschied

zwischen der Montblancgruppe und den Berner Alpen einerseits und den Tiroler Alpen andererseits. In den ersteren dringen die Gletscher weit tiefer, als in den letzteren, und die Temperatur ist am unteren Rande der Gletscher circa 4° höher. Dove bemerkte, daß die Schweiz sich durch eine große Entwickelung der Gletscher auszeichne, und die Berge Tirols und Salzburgs durch Wasserfälle, und erklärt dieses durch die Verteilung der Niederschläge, da sie in der Schweiz, ausgenommen im östlichen Teil, sehr reichlich sind und ein großer Teil des Wassers in der kalten Zeit des Jahres fällt, d. h. in den Bergen als Schnee, aber in den österreichischen Alpen herrschen die Niederschläge im Sommer vor, d. h. ein großer Teil des Wasser fällt als Regen nieder.

Im Kaukasus ist besonders ein Gegensatz zwischen dem Südwestabhange des Gebriges (Mingrelien, Imeretien, Swanetien), wo während des ganzen Jahres viel Wasser sich niederschlägt, sich deshalb in den Bergen viel Schnee anhäuft und die Gletscher sich ziemlich tief senken, und Dagheſtan bemerkbar, wo es im allgemeinen trockner ist, und wo es sehr wenig schneit, da die Berge im Nordwesten, besonders aber im Südwesten, im Winter den feuchten Winden keinen Zutritt in Dagheſtan gewähren, da sich in dieser Zeit die Wolken unter dem Kamme der Gebrige bilden. Im Sommer, wenn die Wolken höher steigen, sind die Niederschläge in Dagheſtan häufiger, aber in dieser Zeit regnet es häufiger, als daß es schneit. Dieses erklärt, warum die Schneelinie so hoch ist und so wenig Gletscher vorhanden sind. In Mittelasien sinkt der berühmte Sarawschan-Gletscher ziemlich tief. Hier fällt in den Bergen ziemlich viel Schnee, und dabei sind die topographischen Bedingungen und die Höhe der Berge seiner Anhäufung günstig. Es muß bemerkt werden, daß auch in den benachbarten Niederungen Mittelasiens die Niederschläge hauptsächlich in den kalten Monaten fallen, und an den westlichen Abhängen des Alai und Pamir sich Dämpfe niederschlagen, die von der Verdunstung des Kaspischen, Schwarzen und Mittelländischen Meeres stammen. Nur der heiße Sommer und die Trockenheit der Luft Mittelasiens gestatten den Gletschern nicht sich noch tiefer zu senken.

Den bemerkenswertesten Erscheinungen begegnen wir in den mittlern Breiten der südlichen Halbkugel. So senken sich unter $46\frac{1}{2}^0$ S.

Br. in Westpatagonien die Gletscher schon zum Niveau des Meeres. Leider giebt es keine Beobachtungen über die südlich vom 42° S. Br. herabfallende Wasserquantität. Aber alle Reisenden, die in diesen Gegenden gewesen sind, stimmen darin überein, daß außerordentlich viel Regen und Schnee fällt, möglicherweise mehr als sonst irgendwo unter denselben Breiten. Im südlichen Chile, zwischen dem 39° — 42° S. Br., fallen im Jahre 200 bis 260 cm Wasser und davon noch die Hälfte überdies im Winter.

Ebenso bemerkenswert und besser untersucht sind die Gletschererscheinungen Neuseelands. Wie oben mitgeteilt, senken sich die Gletscher unter $43\frac{1}{2}^{0}$ S. Br. auf der Ostseite sogar bis 835 m (mittlere Temp. 7°), aber auf der Westseite sogar bis 212 m (mittlere Temp. 10°). In Hokitika, an der Westküste, fallen mehr als 280 cm Wasser im Jahr, folglich ist dieses eine von den regenreichsten Gegenden der Welt, auf der Ostküste unter denselben Breiten, nur 65 bis 80 cm, d. h. $\frac{1}{4}$ bis $\frac{1}{3}$. Man könnte erwarten, daß die Verschiedenheit im Niveau der Gletscher noch größer sein werde, allein die Firne (névé) der oberen Teile der Neuseeländischen Alpen nähren die Gletscher des einen wie des anderen Abhanges, und dabei sind, wie es scheint, die topographischen Bedingungen des nördlichen Abhanges sogar günstiger für die Verbreitung der Gletscher.

In jedem Fall ist das niedrige Niveau der Gletscher auf den westlichen Abhängen Patagoniens und der Neuseeländischen Alpen eine im höchsten Grade bemerkenswerte Erscheinung.

So senken sich denn augenblicklich in Neuseeland, unter einer Breite, die derjenigen entspricht, unter der Nizza und Florenz liegen, die Gletscher bis 212 m ü. d. M., die mittlere Jahrestemperatur am unteren Rande der Gletschers ist ungefähr 10° C, d. h. gleich der Temperatur Wiens und wärmer als in Genf, Odessa und Astrachan, die mittlere Temperatur des Winters ist wärmer, als in Florenz und in ganz Transkaukasien.

Außer den Gebirgsgletschern existieren auf der Erdkugel noch kontinentale Eisdecken, die große Ebenen und Hochplateaus einnehmen, von ihnen senken sich Gletscher zum Meere hinab, brechen ab und schwimmen weit weg in Form von Eisbergen, indem sie das

Meer auf ein große Strecke abkühlen. Infolge ihrer großen Dimensionen haben diese Eisdecken einen sehr großen Einfluß auf die Klimate der Erdkugel, besonders auf die Temperaturen.

In Bezug auf das mögliche Maß der Dicke dieser Eisdecken gehen die Meinungen auseinander. Allein mir scheint, daß die Einwürfe gegen die Möglichkeit einer Anhäufung des Eises durch Fischer beseitigt worden sind und die Sache dahin geführt worden ist, daß genügend Niederschläge in Form von Schnee vorhanden und der Ausgangspunkt des Eises genügend entfernt sein müßte, damit sich Eismassen anhäufen könnten, die den kühnsten Hypothesen der Geologen genügten (z. B. Dana nimmt an, daß auf der Wasserscheide zwischen den Systemen des Lorenzstromes und der Hudsonbai die Dicke des Eises 12 000 englische Fuß oder mehr als 3600 m erreicht).

Welcher Art muß aber der Einfluß eines solchen, mit dickem Eise bedeckten Kontinentes sein? Im Winter wird offenbar im Innern eine niedrige Temperatur herrschen, wie auch auf jedem anderen, unter hohen Breiten gelegenen Festlande. In dieser Zeit wird kein besonderer, wesentlicher Unterschied existieren. Ganz anders im Sommer — und zwar nicht nur deshalb, weil ein solches Festland mit einer dicken Eisschicht bedeckt ist, sondern weil darüber noch Schnee liegt. Oben habe ich erklärt, wie im Frühling und Sommer auf den Kontinenten der nördlichen Halbkugel das Schmelzen des Schnees entsteht, auch habe ich erläutert, daß dort unter hohen Breiten der Schnee überall vom Juni an schmilzt, weil sich in nicht allzu weiter Entfernung Orte befinden, wo die Temperatur der Luft und der oberen Schicht des Wassers höher als 0° ist.

Die hohen südlichen Breiten sind von allen Kontinenten der mittleren Breiten um 20 und mehr Breitengrade entfernt, folglich kann die Lufttemperatur auf den letzteren keinen Einfluß auf die ersteren haben. Weit wichtiger ist die Temperatur an der Oberfläche des Meeres. Aus den Beobachtungen, die die Expedition von Roß jenseits des 60° S. Br. anstellte, wurden folgende Temperaturen an der Meeresoberfläche, für die Monate vom Dezember bis zum März (also im Sommer) erhalten:

S. Br.	Temperat. in C°.
60° — 62½°	— 0.8
62½° — 65°	— 0.7
65° — 67½°	— 1.0
67½° — 70°	— 1.3
70° — 72½°	— 1.1
72½° — 75°	— 1.1
75° — 78°	— 1.3

Hieraus ist ersichtlich, daß die Temperatur der Meeresoberfläche 12° bis 13° nördlicher als die Ufer des Südpolarkontinentes schon in den wärmsten Monaten niedriger als 0°, und ungefähr 10° nördlich vom Ufer, unter —1.0° ist.

Bei der großen Wärmekapazität des Wassers muß eine solche Temperatur des Meeres die Übertragung der Temperaturen über 0° auf den Kontinent verhindern. Man muß noch eines hinzufügen: bei der großen Ausdehnung der Meere zwischen 45° und 70° S. Br. kommt auf ihnen auch ein entsprechend starker Wellenschlag vor, und je größer die Wellen sind, um so größer ist auch die Oberfläche des Wassers, mit der die Luft in Berührung kommt, um so schneller nähert sich ihre Temperatur der Temperatur des Wassers.

Die hohen südlichen Breiten sind folglich vom Einfluß der hohen Temperaturen niedrigerer Breiten abgeschnitten, und zwar deswegen, weil dieselben von einem ungefähr 1000 km breiten Meeresgürtel umgeben sind, dessen mittlere Temperatur an der Oberfläche des Wassers beständig unter 0° ist.

Wenn derartige Temperaturen nicht von außen zugeführt werden, sollte man da nicht meinen, daß sie durch die Strahlen der Sonne erzeugt werden, die länger als einen Monat nicht untergeht? Als Antwort hierauf dienen die mittleren Temperaturen unter diesen Breiten, für die wärmsten Monate für den Januar und Februar.

Januar.

Jahr.	Breitengrade.	Längengrade.	Mittlere Temperatur.
1841	66° — 70°	171° — 176° E.	—1.3 ***)
	70° — 75°	169° — 176° E.	—1.3 **)
	75° — 78°	168° E. — 171° W.	—3.3 ***)
1842	66° — 68°	155° — 159° W.	—0.7 *)
1843	64° — 65°	53° — 58° W.	—0.7 *)

Februar.

1841	69° — 75°	167° — 171° E.	—4.7 ***)
	75° — 78°	165° E. — 168° W.	—4.4 **)
1842	67° — 70°	158° — 168° W.	—0.8 ***)
	70° — 75°	165° — 178° W.	—2.2 ***)
	75° — 78°	173° E. — 161° W.	—4.1 ***)
1843	61° — 66°	6° — 56° W.	—0.7 *)
	60° — 67°	10° — 70° E.	—0.2 *)

Aus diesen Daten ist ersichtlich, daß die Lufttemperatur im allgemeinen etwas niedriger ist als die Temperatur der Meeresoberfläche, und der Unterschied sich mit zunehmender Breite bedeutend vergrößert. Besonders beachtenswert sind die Beobachtungen während der ersten 19 Tage des Februars 1841 zwischen 75° — 78° S. Br. Man muß sich daran erinnern, daß in den ersten 15 dieser Tage die Sonne unter diesen Breiten noch nicht untergeht; man muß an die Anhäufung von Wärme gegen Ende des Monats denken. (Auf der nördlichen Halbkugel geben die entsprechenden Monate, Juli und Anfang August, nirgends eine

*) Beobachtungen während 27—31 Tagen.
**) Beobachtungen während 16—19 Tagen.
***) Beobachtungen während 6—13 Tagen.

Temperatur unter 0°.) Die Beobachtungen von Roß in den südpolaren Meeren beweisen, daß dort, wo der Zufluß warmer Luft von der Seite nicht möglich ist, auf dem Meere und dem eisbedeckten Lande sogar mitten im Sommer die Sonne keine Temperatur über 0° hervorbringen kann. Da diese Temperaturen so viel niedriger als 0° sind, so ist es klar, daß sie nicht nur durch Schmelzen des Schnees und Eises entstehen können, und da die Luft mitten im Sommer viel kälter als das Meerwasser war, so war diese Kälte vom Landeise zugeführt worden. Dazu aber waren die vorherrschenden Winde südliche d. h. vom Kontinent zum Meer, und zwar um so mehr, je mehr nach Süden. Da die Ufer hoch und steil waren, so mußte sich die Luft vom Landeise zum Meere senken und sich folglich dabei erwärmen. Wie niedrig mußte also selbst im Hochsommer die Lufttemperatur auf dem Binneneise selbst sein?

Während dieser Sommermonate regnete es sehr selten, schneite es aber oft. So waren in Prozenten der Beobachtungen im Januar und Februar:

S. Br.	mit Regen.	mit Schnee.
zwischen 60° — 70°	2%	27%
„ 70° — 75°	1%	30%
„ 75° — 78°	1%	20%

Hiernach ist es klar, daß ein solcher Kontinent, oder vorsichtiger gesagt, solch eine Anhäufung von Eis die Luft in der Umgegend abkühlen muß; aber hieran nimmt das Schmelzen des Schnees und Eises fast keinen Anteil, da das Schmelzen an der Luft gar nicht oder so wenig vorhanden ist, daß es sich nicht lohnt, dasselbe zu erwähnen. Eine solche Schnee- und Eismasse kühlt sich durch Ausstrahlung ab und kühlt wieder selbst die Luft und die Oberfläche des Meeres.

Die Gletscher sinken ins Meer und schwimmen weiter in Form von Eisbergen. Diese Eisberge hoher südlicher Breiten schmelzen in der ersten Zeit an der Luft nicht, weil ihre Temperatur unter 0° ist, im Meerwasser aus demselben Grunde. Aber sobald sie sich dem 60° S. Br. nähern, wo die mittlere Tempe-

ratur der Luft und die Oberfläche des Wassers auch nur wenig höher als 0° im Sommer ist, so beginnt durch das Schmelzen des Eises und folglich durch dieses Schmelzen die Abkühlung der Luft und des Wassers. Da die hohen südlichen Breiten ungeheure Eismassen in Form von Eisbergen entsenden, so wird durch sie eine große Menge Meerwassers direkt und indirekt abgekühlt, d. h. direkt durch das Schmelzen des Eises, indirekt durch kaltes Wasser, das durch das Schmelzen des Eises entsteht, welches seinerseits sich mit dem Wasser niederer Breiten mischt und dieses abkühlt.

Die Gegenwart solcher ungeheurer Massen von kaltem, aber nicht vollständig gefrorenem Meerwasser (das gebildete Eis wird beständig wieder durch die Winde zerschlagen, so daß auf einem genügend ausgedehnten und tiefen Meere keine zusammenhängende Eisdecke existieren kann,) sind einem reichlichen Schneefall auf den benachbarten Kontinenten und Inseln sehr günstig. Es liegt dieses daran, daß von einer Wasseroberfläche mit einer Temperatur in der Nähe des Gefrierpunktes dennoch hinreichend viel Feuchtigkeit verdunstet; später verdichten sich diese Dämpfe wieder, aber natürlich nur in Form von Schnee und dabei nicht nur im Winter, sondern auch im Sommer. Dieser Schnee bildet ferner Firne, dann Gletscher und Eisdecken, von denen die Eisberge abbrechen, die ihrerseits die Meere der mittleren Breiten abkühlen und Bedingungen hervorrufen, die zur Bildung des Schnees günstig sind. Hier wirkt die Folge auf die Ursache und umgekehrt.

Unter den Geologen, welche sich mit Glazialerscheinungen der Gegenwart und Vorzeit beschäftigen, sind die Meinungen verschieden, welche Bedingungen dazu am günstigsten sind. Keiner der bedeutenderen Spezialisten behauptet freilich jetzt, es sei Kälte allein genügend, die Rolle des Wasserdampfes wird hinlänglich gewürdigt; aber über die Temperaturen des Wassers, welche dem Schneefalle und also der Bildung von Gletschern am günstigsten sind, gehen die Meinungen mehr auseinander. Einige behaupten, daß eine hohe Temperatur günstiger sei, denn dabei wäre die Verdunstung größer, also auch der Schneefall. *)

*) Whitney, Climatic changes, Cambridge 1880—1882.
Heim, Handbuch der Gletscherkunde, Stuttgart 1885. Das zweite

Die Anhänger dieser Meinung müssen es also als eine ausgemachte Sache betrachten, daß ein bedeutender Teil des von den Ozeanen niederer Breiten verdunsteten Wasserdampfes hohe Breiten oder bedeutende Höhen erreichen muß und sich dort kondensiert, denn sonst erfolgt die Kondensation in der Form von Regen und nicht von Schnee, ist also der Entstehung von Firn und Gletschern nicht günstig. Aber trifft dieses zu? Ich denke, daß es nicht so ist. Der größere Teil des verdunsteten Wassers kondensiert sich zu Regen und Schnee nicht sehr fern von den Räumen, wo es verdunstete. Einige Betrachtungen über die an Niederschlägen reichsten Gegenden der Erde werden dieses zeigen. Die Ostseiten der Inseln im tropischen Pacific haben den Ozean ganz nahe, ebenso ist es mit der Malabarküste Indiens, mit der Ostküste Brasiliens ꝛc. Die Ebene am unteren Brahmaputra und die Südseite der Khassiaberge sind schon etwas weiter vom Meere, letztere etwa 300 km; aber jedenfalls ist die Entfernung nicht groß, außerdem tritt in der Ebene am Fuße der Berge eine große Verdunstung von der Oberfläche der Gewässer und der Vegetation ein. Am Himalaya findet sich wieder eine niederschlagsreiche Region, aber doch fällt viel mehr an den Abhängen der südöstlichen, dem Meere näheren Teile des Gebirges, als an denjenigen der nordwestlichen.

Der sehr regnerische malayische Archipel ist von warmen Meeren umringt.

Die einzigen irgend ausgedehnten Gegenden mittlerer Breiten, wo über 100 cm Wasser im Jahre fällt, sind Japan und der südliche Teil der Vereinigten Staaten; aber Japan ist von allen Seiten von Meeren umringt, die südlichen Vereinigten Staaten von dem mexikanischen Meerbusen und dem durch den Golfstrom erwärmten Teile des atlantischen Ozeans nicht über 1200 km entfernt. Die einzige Region, welche noch weiter entfernt vom Meere und wo sehr reichliche Niederschläge fallen, ist der obere Amazonas und der Ostfuß der Anden; aber hier haben wir auch

---

dieser Bücher ist den deutschen Lesern zu gut bekannt, als daß ich es empfehlen sollte. Whitneys Buch ist auch sehr bemerkenswert, leider aber außerhalb England und Nordamerika wenig bekannt.

eine sehr große Verdunstung der Urwälder zwischen dieser Region und dem atlantischen Ozeane.

In diesen niederschlagsreichen Gebieten der Erde, wie auch im östlichen Zentralamerika und einem Teile Westafrikas, wo noch über 100 cm fällt, findet sich relativ wenig Schnee und zwar nur in den höchsten Gebirgen; im Winter fällt er in Japan und Nordamerika auch in der Ebene, schmilzt aber bald. Nirgends, außer im Himalaya, finden sich mächtige Gletscher, nirgends steigen sie auch bis zu 3000 m über das Meeresniveau herab. Auch im Himalaya giebt es größere Gletscher in dem nordwestlichen Teile und zwar, weil hier im Winter mehr Niederschlag ist als im südöstlichen Himalaya, und weil, da der Winter auch kälter fällt, eine ausgedehntere Firnzone zu stande kommt.

Eine Erhöhung der Temperatur der Luft und der Meere würde freilich mehr Verdunstung und mehr Niederschlag verursachen, aber die Schneemenge in den Gebirgen vermindern, denn Schnee würde nur in größeren Höhen fallen als jetzt; und da die Schneegrenze selbst in den feuchtesten Gegenden der Tropen jetzt bedeutend über 4000 m ist, so würde sie dann noch höher werden. Aber wie wenig ausgedehnt sind, selbst in den Anden und dem Himalaya, die Regionen von 5000 m und darüber!

Wie in den Tropen und den niederen mittleren Breiten, so ist auch in den höheren, wo die Gletscher zuweilen bis ans Meer reichen, nicht anzunehmen, daß das Wasser, welches sich als Regen und Schnee niederschlägt, in großer Ferne verdunstete. Letzteres kann wohl für das Innere der Kontinente gelten, wo überhaupt wenig Niederschlag fällt, nicht aber für die dem Meere nahen Gegenden.

Wie steht es also mit der Temperatur der Meere, in welche viele Gletscher ausmünden, und mit derjenigen der nahen Meere, welche keine Gletscher erhalten? Großbritannien hat keinen permanenten Schnee und keine Gletscher, Norwegen hat solche, und im Norden reichen einige bis zum Meere, der größere Teil von Grönland und Spitzbergen ist vergletschert.

Die Mitteltemperatur des Meerwassers in der Nähe der Westküste von Großbritannien sinkt selbst im Winter nicht unter 7.5^0, bei Norwegen ist es schon kälter, eine Temperatur von 5^0 im Januar in der Nähe der Küste findet sich bei 63^0 N. Br., weiter

im Westen bis $67^1/_2{}^0$ N. Br., im Juli steigt sie bis zum 71^0 N. Br. über 10^0. Bei Grönland finden wir im Winter Temperaturen von 0^0 und darunter und meistens nicht über 5^0 im Sommer.

Daher die Erscheinung, daß in Grönland auch im Sommer in Höhen von 800—1000 m Schnee und nicht Regen fällt, in Großbritannien aber Regen selbst im Winter auf den höchsten Erhebungen nicht selten sind. Was für einen Einfluß würde also eine Erwärmung von Meer und Luft auf diese Verhältnisse haben? Jedenfalls den, daß die Schneegrenze in Norwegen steigen würde, und bei einer Erhöhung von 5^0 selbst in den höchsten Gebirgen dieses Landes weder permanenter Schnee noch Gletscher zu finden wären, wahrscheinlich auch nicht in Island, denn das nördliche Norwegen und Island würden das Klima von Schottland haben.

Wahrscheinlich aber würde dann die Vergletscherung im Norden und Osten zunehmen, weil die Meere dort weniger Eis hätten und daher mehr verdunsten könnten.

Auf der Südhemisphäre finden sich große Gletscher im westlichen Patagonien und auf Neuseeland, aber hier und dort werden sie durch den Firn hoher Gebirge gespeist. Bei dem südlicheren Teile Patagoniens, südlich vom 50^0 S. Br. sind die Meerestemperaturen unter 6^0, also bedeutend kälter als bei Großbritannien. In diesem Teil Patagoniens sind die Gebirge niedriger, und Gletscher reichen bis ans Meer. Bei Kerguelen, Südgeorgien ꝛc., wo die Schneegrenze sehr niedrig ist, und Gletscher bis ans Meer reichen, ist die Meerestemperatur noch niedriger. Überhaupt ist sie bedeutend niedriger in Breiten von 40^0 — 60^0 auf der Süd- als auf der Nordhalbkugel, und die Vergletscherung auf der ersten unvergleichlich größer. Es ist wohl kein Zweifel vorhanden, daß bei einer Erwärmung der Meere zwischen 40^0 — 60^0 S. Br. die Gletscher sich verringern und einige ganz aufhören würden, zu existieren, daß hingegen bei einer beträchtlichen Erkaltung der Meere zwischen 40^0 — 60^0 N. Br. die Gletscher Norwegens, Islands, der Alpen und der Westseite Nordamerikas zunehmen und Großbritannien, der Harz, die Vogesen, Sevennen ꝛc. Gletscher erhalten würden.

Ich komme also zu dem Schlusse, daß die Geologen, welche eine höhere Temperatur der Luft und der Meere des Erdballes

als der Vergletscherung günstig betrachten, nur hinsichtlich einiger der kältesten Räume der Nordhalbkugel teilweise recht haben, daß aber bei solchen Verhältnissen in mittleren und niedrigen Breiten weniger Firn und Gletscher als jetzt vorhanden sein würden.

Einige Geologen meinen, daß es Zeiten gegeben hat, wo der ganze Flächenraum einer Halbkugel von 45° bis zum 90° mit Eis bedeckt war, und ziehen daraus den Schluß, daß, wenn in derselben Zeit auf der anderen Halbkugel wenig Eis gewesen wäre, eine Verschiebung des Schwerpunktszentrum der Erde auf die Seite der Halbkugel, die mit einer solchen Eismenge bedeckt war hätte, entstehen müssen.*)

Unter dieser Voraussetzung hätte der mit Eis bedeckte Flächenraum 75 Millionen Quadratkilometer oder etwas mehr als $^2/_7$ der Halbkugel ausgemacht. Dieses sind schon ganz andere Dimensionen, als die der augenblicklichen Eismassen der nördlichen Halbkugel. Sehr wichtig ist es, sich darüber Rechenschaft zu geben, ob diese Dimensionen möglich sind? Setzen wir einen Neigungswinkel des Eises voraus von $11^1/_3{}^0$, so erhalten wir ein Überragen der Höhe des Eiszentrums über die Umgebung von $\frac{4995}{270} = 18$ Kilometern, d. h. höher als die allgemein angenommene Höhe der gleichartigen Atmosphäre ist, in jedem Falle höher, als man irgend eine bemerkenswerte Menge Wasserdampf vermuten kann. Da sich der Schnee aus dem Wasserdampf ausscheidet, und sich aus dem Schnee ein Gletscher bildet, so kann sich die Vermutung über eine Eisdecke von 45° — 90° nicht bei den gegebenen Dimensionen und Eigenschaften der Erdatmosphäre realisieren.

Aber man kann die Unmöglichkeit einer solchen ausgedehnten Eisdecke noch anders beweisen. Ich wies schon darauf hin, daß in der jetzigen Zeit im Norden Sibiriens und Nordamerikas, trotz der sehr niedrigen mittleren Temperatur, der Schnee sich nicht anhäuft und keine Gletscher vorhanden sind, da ziemlich wenig Niederschläge vorkommen. Wenn der ganze Flächenraum der Halbkugel von 45° — 90° aus Festland bestände, so wäre dieses noch trockener als jetzt Sibirien und Nordamerika und die Bedingungen zur Schneeanhäufung wären noch weniger günstig.

*) Croll, Climate and Time. London 1875. Climate and Cosmology. London 1885.

Die jetzige Eisdecke der südlichen Halbkugel ist bei weitem weniger ausgedehnt und umgeben von einem breiten Ringe kalter, aber nicht vollständig gefrorener Meere. Diese Meere geben Wasserdämpfe zur Schneebildung und schützen selbst die Eisdecke vor dem Einfluß der hohen Temperaturen mittlerer Breiten. Was die Meere anbetrifft, so lege ich im Kapitel 6 die Gründe dar, warum ich keine beständigen Eisdecken auf den ausgedehnten und tiefen Meeren zugebe. Wenn man daher auch zugeben kann, daß zu Zeiten größere Eisdecken existiert haben, und sie auch einigen Flächenraum in niedrigeren Breiten einnehmen konnten, so kann man doch einen solchen Flächenraum, wie $^2/_7$ einer Halbkugel (von 45° bis zu 90°), nicht zulassen: 1. weil selbst bei sehr kleiner Neigung der mittlere Teil der Eisdecke dann so hoch wäre, daß er die Dimensionen der gleichartigen Erdatmosphäre überragen würde; 2. weil ein solcher ausgedehnter Kontinent zu trocken wäre; 3. weil auf offenem, mehr oder weniger tiefem Meere sich keine feste Eisdecke bildet.

Ich erwähnte im Anfang des vorstehenden Kapitels der Erfolge, die man im Studium der Gletscher und ihrer Bewegungen erreicht hat. Man wird bemerken, daß diese Erfolge weniger bedeutend in der Erklärung der klimatischen Seite der Erscheinungen waren, als im Aufsuchen der Spuren früherer Gletscher und in der Erklärung des Mechanismus ihrer Bewegungen. Dieses erklärt sich durch die Spezialisierung der Wissenschaften, im gegebenen Fall auch dadurch, daß die Gletscherforscher nicht immer eine genügende Kenntnis der Physik und besonders der Meteorologie besitzen. Jetzt ist aber eine günstige Wendung eingetreten und daher auch die klimatologische Seite besser gestellt. Es genügt mir, auf die Untersuchungen von Forel und das Handbuch von Heim hinzuweisen.

Mangel an Raum gestattete es mir nicht, diese Fragen so eingehend hier zu behandeln, wie es wünschenswert gewesen wäre, daher verweise ich auf die Abhandlung: „Gletscher- und Eiszeiten". (Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde, 1881.)

Kapitel 6.

Die Temperatur der Gewässer.

Das Wasser hat von allen Körpern, welche auf der Erdkugel angetroffen werden, die größte Wärmekapazität, daher ist seine Bedeutung für das Klima verständlich: es mäßigt die Extreme der Temperatur in der Zeit und im Raume. Außerdem hat auch die Beweglichkeit der Wassermoleküle eine große Bedeutung, infolge deren im Wasser das beständige Bestreben existiert, sich nach dem spezifischen Gewicht anzuordnen, d. h. das schwerere sinkt unter, das leichtere bleibt oben. Daher verdienen die großen Anhäufungen des Wassers in flüssiger Form besondere Aufmerksamkeit. Man kann sie in zwei Kategorien einteilen — in den Ozean mit seinen Buchten (Meeren) und in die Seen. Die Gewässer des Ozeans und der Meere nehmen einen bedeutend größeren Raum ein, als das feste Land. Die befinden sich in ununterbrochenem Austausch unter einander, so daß man alle diese Gewässer durchaus zusammen betrachten muß. Die Seen hingegen sind durch festes Land von einander getrennt und nur wenige sind mit einander verbunden.

Im Kapitel 3 betrachtete ich die Seen als ein Produkt des Klimas (der Niederschläge und der Verdunstung), hier jedoch werde ich die Aufmerksamkeit auf die vertikale Bewegung des Seewassers richten, auf das Gefrieren, das Schmelzen und auf ihren Einfluß auf das Klima ihrer Umgebung.

Der Hauptunterschied in den physikalischen Eigenschaften des Wassers der Seen rührt daher, ob es süßes oder salziges ist.

Mit Ausnahme sehr weniger und kleiner, durch Salzquellen gespeister Seen, haben alle abfließendes süßes Wasser, d. h. sie enthalten so wenig Salze, daß die physikalischen Eigenschaften ihres Wassers sich von den Eigenschaften des chemisch reinen Wassers fast nicht unterscheiden. Einige abflußlose Seen haben gleichfalls süßes Wasser; von großen Seen kann man den Tschadsee in Afrika, den Peten in Mittelamerika, dann einige kleinere im Nordwesten Rußlands, Finnlands, Schwedens u. s. w. nennen. Die Abwesenheit eines irgend großen Gehaltes an Salzen kann man dadurch erklären, daß die Seen in geologisch nicht zu entfernter Zeit abfließende waren, und daß die umliegenden Gegenden sehr arm an solchen Salzen sind, die leicht durch die Gewässer aus dem Boden ausgelaugt werden; besonders an Natron- und Magnesiasalzen.

Das Wasser hat bekanntlich seine größte Dichte bei 4° C. Diese Eigenschaft hat für die Seen eine sehr große Bedeutung, wenn die Temperatur unter diese Grenze sinkt. Die ganze Masse des Wassers muß sich zuerst bis zu dieser Grenze abkühlen, bevor die Bildung des Eises beginnt, da, so lange die Temperatur höher ist, sich das abgekühlte Wasser senkt, indem es durch wärmeres und leichteres ersetzt wird. Hat sich die ganze Masse bis 4° abgekühlt, so ist das kältere Wasser leichter; indem es an der Oberfläche bleibt, kühlt es sich rasch ab und gefriert, wenn die Temperatur der Luft hinlängliche Zeit unter 0° ist. Infolge dessen frieren die tiefen Süßwasserseen sehr spät, sobald nur ihre ganze Wassermasse während des Sommers eine Temperatur bedeutend über 4° hatte; das Gefrieren beginnt an den Ufern. Dasselbe kann man auch auf den Teichen beobachten. Auf den kleinen erscheint schon im Herbst nach einem unbedeutenden Nachtfroste Ufereis, das am Tage gewöhnlich verschwindet. Auf dem Ladogasee bildet sich das Eis zuerst an den südlichen Ufern, wo die Tiefen gering sind, und erst viel später in der Mitte und am Nord- und Nordwestufer, wo man große Tiefen antrifft.*) Der Baikal bedeckt sich gleichfalls mit festem Eis nur im Januar, wiewohl die mittlere Lufttemperatur an seinen Ufern schon im Oktober unter 0° sinkt, aber im Dezember ist sie je nach dem

*) Andrejeff, der Ladogasee. Zapiski für allgem. Geographie d. Kaiserl. russ. geogr. Gesellschaft. Bd. I.

Ort —14° bis —20°. Es erfordert viel Zeit, bis die ganze, im Sommer erwärmte Wassermasse eine Temperatur unter 4° annimmt, worauf die Abkühlung der oberen Schichten dann schneller erfolgt.

Übrigens stören auch die Winde auf so großen Seen wie dem Baikal die Eisbildung, oder richtiger, die Bildung einer festen Eisrinde, da sie das gebildete Eis beständig zerschlagen und auseinander treiben.

Daraus, daß das Wasser seine größte Dichte bei 4° hat, folgt, daß eine solche Temperatur oder eine ihr sehr nahe auf dem Boden der Süßwasserseen existieren muß, wenn sich nur die Temperatur im Winter eine hinreichend lange Zeit unter dieser Grenze, im Sommer aber über derselben hält. Erhielten einmal große Wassermassen die Temperatur der Maximal-Dichte und senkten sie sich auf den Grund (natürlich, wenn die Tiefe so groß ist, daß die Wellen nicht den Grund erreichen können, aber auch die höhere oder niedrigere Temperatur der oberen Schichten sich ihnen nicht mitzuteilen vermag), so bleiben sie auch schon dort. Allein es giebt zwei Ursachen, infolge deren die Temperatur dieser tiefen Schichten schnell über 4° steigen muß: die Eigenwärme des Erdinnern und die Fäulnisprozesse organischer Substanzen. Letztere Ursache ist die wichtigste. Auf den Boden des Sees fallen viele pflanzliche und tierische Substanzen, und bei ihrer Zersetzung entwickelt sich Wärme, welche einigen Einfluß auf die Temperatur der in der Nähe befindlichen Wasserschichten haben muß.

Für den Genfersee existieren sehr genaue Beobachtungen von Forel.*) Bemerkenswert ist, daß nur der südwestliche Teil des Sees (petit lac) zufriert, und dieses nur in sehr strengen Wintern. Der übrige ausgedehntere Teil (grand lac) friert nicht zu. So blieb er sogar in dem besonders strengen Winter 1879—1880 offen, als viele Seen der Schweiz im Norden von den Alpen vollständig zufroren.

Diese Beobachtungen sind in der Hinsicht wichtig, daß sie die sehr verbreitete Meinung widerlegen, es sei in den Seen und Binnenmeeren die Temperatur am Boden, wenn sie höher ist

*) Arch. des sc. phys. Mai 1880. Siehe auch die Abhandlung von M.. J Wenjukoff über die Wärme und das Frieren des Wassers in den Seen, Iswestija der Kaiserl. russ. geogr. Ges. 1881, pg. 59.

als diejenige, die der größten Dichte entspricht, der mittleren Lufttemperatur des Winters gleich. Diese Ansicht war ausgesprochen worden bei Besprechung der Temperatur, welche auf dem Grunde des Mittelländischen Meeres beobachtet worden war. Das Beispiel des Genfersees zeigt, daß unter diesen Bedingungen die mittlere Temperatur am Boden des Wasserbassins viel höher als die mittlere Temperatur der Luft im Winter ist. So ist z. B. in Genf die mittlere Temperatur des Winters 0.8°. Das nordöstliche Ufer des Sees, in der Umgegend von Vevey, ist von Bergen gegen Norden geschützt und hat einen wärmeren Winter; nehmen wir daher sogar an, daß die mittlere Temperatur des Winters in der Umgegend des Sees $= 1.5^\circ$ ist. Die Temperatur des Wassers am Boden ist um 3.7° wärmer, aber in besonders kalten Wintern, wie 1879—80, ist der Unterschied viel größer. Wenn die erwähnte Ansicht richtig wäre, so wäre die Temperatur des Wassers auf dem Grunde des Genfersees ungefähr 4°, d. h. die der größten Dichte des süßen Wassers. Warum aber kommt dieses nicht vor? Die Gründe muß man in den Eigenschaften der Luft und des Wassers suchen. Die Luft ist ein beweglicherer Körper als das Wasser und besitzt eine geringere Wärmekapazität, daher gehen die Temperaturänderungen in der Luft schneller vor sich und sind größer. Es erfordert viel Zeit, damit eine bestimmte Lufttemperatur sich dem Wasser mitteilt. Außerdem erwärmt sich das Wasser unmittelbar durch die Sonne und dabei in beträchtlichem Grade, die Luft aber sehr wenig. Da sich das Wasser durch eine ziemlich große Diathermansie auszeichnet, so sind die Sonnenstrahlen im stande, es direkt bis zu einiger Tiefe zu erwärmen. Man bestimmt sie auf verschiedene Art, in Abhängigkeit vom Einfallswinkel der Sonnenstrahlen und der Durchsichtigkeit der Luft. Man kann sie ungefähr auf 100 m annehmen.

Auf diese Weise häufen die Wasserbecken im Sommer eine beträchtliche Menge Wärme an. Im Winter aber geht die Abkühlung ziemlich langsam von statten, besonders wenn die Wolken oder Nebel die unmittelbare Ausstrahlung von der Wasseroberfläche hindern. Es ist wohl zu beachten, daß die Nebel im Herbst und Winter, wenn das Wetter ruhig ist, eine sehr gewöhnliche Erscheinung über den Gewässern sind, da die Temperatur der

letzteren bedeutend höher ist als die der Luft und folglich die Wasserdämpfe, die sich aus ihnen erheben, bald den Sättigungspunkt erreichen. Aber da die Wärmekapazitäten von Wasser und Luft sich wie 3248 : 1 (dem Volumen nach) verhalten, so ist es verständlich, daß große Luftvolumina zur Abkühlung des Wassers nötig sind, mit anderen Worten, wie langsam sie stattfindet. Nehmen wir an, daß über dem Ufer des Sees eine Luft von der Temperatur 0° lagert. Nehmen wir ferner an, daß die Temperatur des Seewassers 11° und die Tiefe einen Meter beträgt. Bei der Abkühlung von 1 cbm Wasser um 1° steigt die Temperatur von 3248 cbm Luft um 1°, oder 325 cbm um 10°. Folglich ist zur Abkühlung des Wassers eine sehr rasche Bewegung der Luft erforderlich, sonst würden die Luftschichten, die dem Wasser am nächsten sind, bald eine Temperatur erreichen, die derjenigen nahe liegt, welche man auf der Wasseroberfläche beobachtet.

Die allgemeinen Vorstellungen, die hier dargelegt sind, und die Beobachtungen in der Tiefe des Genfersees zeigen, daß in den Seen, wo das Wasser nicht gefriert und eine Temperatur hat, die höher ist als diejenige, welche der Maximaldichte entspricht, die Temperatur des Wassers in großen Tiefen niedriger ist als die jährliche Mitteltemperatur der Luft und höher als die Mitteltemperatur derselben im Winter.

Es fragt sich nun, welches die Temperatur des Wassers an der Oberfläche ist? Durch die Untersuchungen Forels wissen wir, daß an der Oberfläche des Genfersees, über tiefen Stellen, das Wasser gewöhnlich nicht kälter als 5° zu sein pflegt. Im Sommer muß die Temperatur des Wassers an solchen Stellen um wenig niedriger sein, als in der Nähe des Ufers, aber dieses auch nur am Tage, bei starker Erwärmung durch die Sonne. In klaren, stillen Nächten kann sich das Wasser an flachen Stellen bedeutend abkühlen und die Temperatur desselben wird viel niedriger sein, als an der Oberfläche über großen Tiefen. Da sich das Wasser durch die direkten Sonnenstrahlen bedeutend, aber die Luft sehr wenig erwärmt, und da sich das abgekühlte zu Boden senkt, so ist es klar, daß die Temperatur der Oberfläche des Seewassers, über großen Tiefen, bedeutend höher, sogar höher als das jährliche Mittel der Lufttemperatur sein wird. Ich konnte zwei Beobachtungsreisen aus der Schweiz benutzen, näm-

lich über die Temperatur der Oberfläche des Genfersees in seiner pelagischen Region und des Luganersees in Lugano. Die Tiefe des Luganersees am Beobachtungsort ist mir unbekannt. Wahrscheinlich jedoch ist die Tiefe bedeutend. Weiter unten gebe ich Temperaturdifferenzen der Luft und des Wassers an beiden Orten an, wobei im Vergleiche mit der Temperatur des Genfersees diejenige der Luft in Genf genommen ist. Die Zahlen ohne Zeichen bedeuten, daß das Wasser wärmer, aber diejenigen mit einem — Zeichen, daß es kälter als die Luft ist.

Monat.	Pelagische Region des Genfersees.	Luganersee in Lugano.	Monat.	Pelagische Region des Genfersees.	Luganersee in Lugano.
Januar	6.3	4.°	August	1.5	3.8
Februar	4.3	1.8	September	3.4	4.9
März	1.3	0.3	Oktober	4.8	4.9
April	—1.°	—1.6	November	5.5	5.°
Mai	—1.7	0.2	Dezember	6.9	4.8
Juni	0.6	1.5	Jahr	2.8	3.2
Juli	1.8	2.5			

Die mittlere Temperatur des Wassers für den kältesten Monat ist: pelagische Region des Genfersees 5.9^0 (Februar), Luganersee (Januar) 6.2^0; für den wärmsten: pelagische Region des Genfersees (Juli) 20.6^0; Luganersee $25°$.

Wie man sieht, ist die Differenz zwischen der Temperatur des Wassers und der Luft größer in Lugano als in Genf, und am ersten Ort ist besonders die hohe Temperatur des Wassers im Vergleich zur Luft im Sommer und im Anfang des Herbstes bemerkenswert. Ich erkläre dieses dadurch, daß der Luganersee tiefer als der Genfersee in der Nähe Genfs ist, und dann da-

durch, daß im Süden der Alpen die Bewölkung geringer und die Luft durchsichtiger ist, so daß die Sonne das Wasser stark erwärmt.

Während dessen kann die Abkühlung in der Nacht, die einen großen Einfluß auf die Temperatur der Bodenoberfläche und der benachbarten Luft hat, auf die Temperatur der Wasseroberfläche nicht wirken, da sich das abgekühlte sofort senkt. Sollte man hierin nicht eine der Ursachen des so merkwürdig warmen Klimas an den italienischen Seen (Maggiore, Como) sehen? Nicht nur ist der Winter an ihren Ufern wärmer, als in der lombardischen Ebene, sondern es ist sogar die mittlere Jahrestemperatur höher.*)

Um den Einfluß des Sees auf die Lufttemperatur abzuschätzen, muß man die, welche am Ufer beobachtet wird, mit derjenigen vergleichen, welche in einiger Entfernung vom See gefunden worden ist. Alles, was wir bis jetzt wissen, zeigt, daß solche Seen die Temperatur erhöhen müssen. Mir schien es notwendig diese Frage etwas eingehender zu betrachten, da bis jetzt die Meinung herrschte, daß die Seen, wie auch die Meere, die Extreme der Temperatur mäßigen, daß sie einen Einfluß auf das späte Eintreten des jährlichen Minimums oder Maximums haben und die mittlere Jahrestemperatur in niederen Breiten erniedrigen, in hohen Breiten erhöhen. In den Ozeanen komplizieren sich diese Erscheinungen durch die starken Winde und Strömungen; daher betrachte ich erst den einfacheren Fall der Seen.

Der oben erwähnte große Einfluß der Erwärmung durch die Sonne auf die Temperatur der Wasseroberfläche im Laufe des Tages und der geringe Einfluß der nächtlichen Ausstrahlung hängt von den physikalischen Eigenschaften des Wassers ab, und daher muß, je größer die Wärme der Sonnenstrahlen im Laufe des Tages ist, desto stärker der Unterschied in dieser Beziehung zwischen der oberen Wasserschicht und der unteren Luftschicht sein. Daher erscheint es mir wahrscheinlich, daß in den Tropen, besonders dort, wo die Bewölkung gering ist, die Oberfläche der

*) Z. B. in Mailand ist die m. Jahrestemperatur 11.9^0; in der Villa Carlotta am Comersee 12.5^0 ungeachtet dessen, daß dieser Ort um $1/2^0$ nördlicher und um 70 m höher als Mailand liegt.

Seen im Jahresmittel beträchtlich wärmer als die Luft sein muß, und daß der Unterschied kaum geringer als in den mittleren Breiten, nur regelmäßiger auf die Monate verteilt ist als in den letzteren. Bei starken trockenen Winden wird freilich die Oberfläche des Wassers durch Verdunstung bedeutend abgekühlt.

Aber da derartige Winde nicht besonders häufig sind, so überwiegen im jährlichen Mittel die oben betrachteten Einflüsse Es wäre sehr wichtig, direkte Beobachtungen über die Temperatur der Seen in niederen Breiten zu haben. Indien und Mittelafrika bieten hierzu die günstigsten Bedingungen dar.

Während meiner Reise in Japan stellte ich einige Beobachtungen über die Temperatur der Gewässer an, welche meine Ansicht über die hohe Temperatur derselben in niederen Breiten bestätigten.

So z. B. 29. Juli 1876, See Hadschiro-Gata in Nordjapan, $8^1/_4$ a. m., Wasser 29.7^0, Luft 28.5^0. 9. August, Golf von Sendaï bei Matsusima, 7 a. m., Wasser 28.3^0, Luft 24.7^0. Etwas früher, näher am Ufer, Wasser 28.4^0. In beiden Fällen hatte die Oberfläche des Wassers am Morgen eine höhere Temperatur als das Tagesmittel der Lufttemperatur. 28. August, 1 p. m., See Chenisenji in den Nikkobergen, Wasser 24.0^0, Luft 23.6^0. 25. September, Busen von Isseowari, $5^1/_2$ p. m., Wasser 25.1^0, Luft 24.1^0.*)

A. Agassiz hat Beobachtungen am Titicacasee in Südamerika gemacht.**) Er fand an der Oberfläche 13.5^0, am Boden (282 m) 10.6^0. Beide Temperaturen sind sehr hoch, wenn man bedenkt, daß der See 3800 m über dem Meeresniveau liegt. In Cochabamba, 2200 m hoch, ist die mittlere Jahrestemperatur 18.0^0; eine Abnahme von 0.5^0 auf 100 m angenommen, müßte sie am Ufer des Titicaca etwa 9.2^0 sein. Die Temperatur an der Oberfläche des Wassers ist also um 4.3^0 höher. Daß auch am Grunde eine so hohe Temperatur ist, wird dadurch erklärt, daß hier die Temperatur eine unbedeutende jährliche Periode hat, in keinem Monate erkaltet das Wasser also bedeutend.

Ich sehe eine indirekte Bestätigung meiner Ansicht über die

*) Siehe Iswestija der Kais. russ. geogr. Gesellschaft für das Jahr 1878.

**) Cf. Forel, la faune profonde des lacs suisses, p. 223.

höhere Temperatur der Gewässer in den tropischen Gegenden darin, daß das Rote Meer die höchste Temperatur des Wassers von allen Meeren der Erdkugel hat. Die Temperatur ist besonders deshalb hoch, weil dieses Meer mit dem Ozean durch eine schmale Meerenge verbunden ist, so daß die Strömungen keinen Überschuß an warmem Wasser wie auf den Ozeanen fortführen. Es ist wahr, das Rote Meer ist von den wärmsten Ländern der Erdkugel umgeben, aber auch hier sollte sich der abkühlende Einfluß des Meeres zeigen, ungeachtet der Strömungen. Wenn diese Ansicht richtig wäre, so wäre die Temperatur an den Ufern des Roten Meeres kälter, als fern von ihnen, und die Temperatur der Wasseroberfläche wäre noch kälter. Allein es ist bekannt, daß von allen Orten der Erdkugel, an denen Beobachtungen gemacht worden waren, Massaua am Roten Meer die höchste mittlere Jahrestemperatur 31.4^0 hat. Dann zeigten die Beobachtungen über die Temperatur der Wasseroberfläche im März und April, daß sie zwischen 25.6^0 und 30.0^0 schwankt*); währenddessen ist die mittlere Temperatur der Luft in diesen drei Monaten in Massaua 28.0^0 und 29.9^0 und in Kosseïr (unter dem 26^0 N. Br.) 21.7^0 und 24.4^0. Folglich ist sogar in diesen Frühlingsmonaten, wenn die Temperatur der Luft schnell steigt, die Temperatur der Wasseroberfläche nicht niedriger, aber im Sommer und Herbst wahrscheinlich beträchtlich höher. Dasselbe zeigt sich auch in der außerordentlichen Feuchtigkeit der Luft auf dem Roten Meere, besonders an den Ufern Arabiens. Wenn die hohe Temperatur ausschließlich vom Einfluß der benachbarten Kontinente abhinge, so wäre das Meerwasser bei weitem kälter als die Luft, und die Luft auf dem Meere wäre nicht sehr feucht. Daß eine relative Feuchtigkeit bedeutend niedriger als 80%, sogar als gewöhnliche Erscheinung, auf den Ozeanen möglich sein kann, beweisen die Beobachtungen an den Polargrenzen der Passatwinde. Die Betrachtung dieser relativ einfachen Fälle giebt uns einen Stützpunkt zur Beurteilung der Temperaturverteilung auf der Erdkugel, in Verbindung mit den allgemeinen geographischen Verhältnissen. Aber hierüber später.

---

*) Presterich, Submarine temperatures. Philos. Trans., R. Soc. 1875.

Der allgemeine Schluß, zu dem ich bei der Betrachtung der Seen, wie auch der Meere, welche mit den Ozeanen nur durch schmale Meerengen verbunden sind, und solcher, auf denen sich kein Eis bildet, und die Temperatur des Wassers über den tiefen Stellen höher als diejenige ist, welche der größten Dichte entspricht, gelange, ist folgender: *Die Temperatur ihrer Wasseroberfläche ist im Jahresmittel höher als die Temperatur der Luft, und zwar nicht nur in den mittleren Breiten, sondern auch in den Tropen. Daher muß an den Ufern solcher Seen und Meere die mittlere Jahrestemperatur der Luft höher sein, als in einiger Entfernung von ihnen.*

Die Wirkung der Verdunstung muß freilich in Betracht gezogen werden, sie erniedrigt die Temperatur; jedoch nur dort, wo die Luft trocken ist, ist diese Wirkung erheblich; aber je größer der See, desto weniger trocken kann die Luft über ihm sein, auf den Meeren ist dies natürlich noch weniger der Fall.

Jedoch bei letzteren ist eine andere Ursache von großer Wichtigkeit, die Bewegung des Wassers. Dadurch kommt keine so hohe Temperatur der Oberfläche in den wärmeren Monaten zu statten, wie unter sonst gleichen Verhältnissen auf ruhigeren Wasserbecken, denn das Wasser der Schichten in einigen Metern Tiefe unter der Oberfläche wird beständig gemischt und daher die Temperatur hier mehr oder weniger ausgeglichen.

Die Temperatur der tieferen Schichten hat keinen solchen direkten, unmittelbaren Einfluß auf die Temperatur der Luft, aber sie ist interessant sowohl an sich, als in Bezug auf die Frage über die Thermostatik der Erdkugel; außerdem ist bei der Beweglichkeit der Wassermolekülе der Einfluß der Temperatur der tiefen Schichten auf die oberen lange nicht gering.

Für den Genfersee giebt es hinreichend viel Daten, dabei ist auch seine Tiefe groß genug (335 m). Nach den Untersuchungen Forels verändert sich die Temperatur des Wassers schnell in den ersten 40 m von der Oberfläche an, dann langsamer, aber von 100 bis zum Boden bleibt sie fast beständig. Es folgen einige Beobachtungen, die von ihm über einen der

tiefsten Teile des Sees, in der Nähe von Ouchy im Jahre 1879 gemacht sind.*)

Die Temperatur des Wassers an der Oberfläche war am 14. und 28. Februar 5.4^0; 1. März 5.5^0; 1. April 7.5^0; 15. April 6.5^0; 1. Mai 8.0^0; 24. Dezember 5.4^0; 15. Januar 1880 5.2^0.

Tiefe.	14. Mai.	21. Juni.	24. Juli.	20. Aug.	24. Sept.	23. Oktbr.	19. Dezbr.
An der Oberfläche	9.8	19.1	19.6	22.0	19.2	11.4	5.6
10 m	7.2	12.3	14.6	18.0	16.3	11.1	5.6
20 m	7.0	8.7	13.0	12.7	12.5	11.0	—
30 m	6.9	7.4	11.7	10.5	9.3	10.4	—
40 m	6.8	6.6	7.9	7.6	7.6	8.4	—
50 m	6.5	6.3	6.7	6.9	7.0	7.1	5.6
70 m	6.1	6.1	6.0	6.0	6.0	6.4	—

250 und tiefer ergaben alle Beobachtungen 5.2^0.

Hieraus sieht man folgendes: 1) Im Winter ist die Temperatur des Seewassers in allen Schichten annähernd dieselbe, da sich das Wasser von oben abkühlt und das kälteste und schwerste Wasser sich in den unteren Schichten befindet; eine Abkühlung bis auf 4° findet im Genfersee nicht statt. 2) Im Frühjahr erwärmt sich die obere Schicht des Wassers, aber infolge seiner großen Wärmekapazität ziemlich langsam. Wahrscheinlich haben auch die starken Winde im Frühling einen Einfluß, indem sie beständig die Schichten mischen; auch die Verdunstung ist im Frühling groß. Im Sommer erreicht die Oberfläche eine hohe Temperatur. 3) Im Herbst senken sich nach der Abkühlung die oberen Schichten, und die wärmeren heben sich; infolge dieser Bewegungen verbreitet sich die Wärme gleichmäßiger, und die Schichten von 40 bis 110 m erlangen im Oktober eine höhere Temperatur als im Sommer.

*) Forel, Températures lacustres, Arch. sc. phys. Août 1880.

Forel giebt auch die thermische Bilanz des Genfersees für 1879.

Die Wärmemenge, die fähig ist 1 kg Wasser um 1° zu erwärmen, ist gleich 1 Kalorie. Eine Wassersäule von 1 qdm Grundfläche und 1 m Höhe wiegt 10 kg.

Er nahm eine Wassersäule von 1 dm Grundfläche und 300 m Tiefe im Genfersee an; es erwies sich, daß diese Säule folgende Anzahl Kalorien (von 0° angefangen) hatte und diese Menge sich, wie folgt, veränderte:

Tag.	Kalorien.	Änderung.	Desgl. auf 1 Tag.
7. Februar	15860	—	—
14. Mai	17280	+ 1420	+ 15
21. Juni	18360	+ 1080	+ 28
24. Juli	19800	+ 1440	+ 44
20. August	20020	+ 220	+ 8
24. September	19530	— 490	— 14
23. Oktober	19010	— 520	— 18
19. Dezember	16600	— 2410	— 42
20. Januar 1880	15250	— 1350	— 42

Der Winter 1879—1880 war sehr kalt, der See verlor daher viel Wärme, so daß am 23. März an der Oberfläche 4.6^0, in der Tiefe von 305 m 4.4^0 waren, also betrug vom Februar 1879 bis März 1880 der Wärmeverlust für die oben gegebene Wassermenge über 2400 Kalorien. Die Temperatur in großen Tiefen des Genfersees (250 bis 300 m) änderte sich folgendermaßen:

23. Oktober 1879	5.2	5. November 1880	4.8
5. April 1880	4.5	23. Februar 1883	5.0
30. November —	4.7	15. März 1884	5.4

Also unter dem Einflusse des ungewöhnlich kalten Winters 1879—1880 sank die Temperatur der großen Tiefen um 0.9^0 (im Vergleich zu Februar 1879) und erhob sich dann sehr langsam zu derselben Höhe; die Temperatur sinkt also in diesen Verhältnissen viel rascher, weil dann die kalten Schichten zu Boden sinken, die Erwärmung aber durch die viel langsamere Wärmeleitung geschieht. Viele andere Seen der Schweiz wie der österreichischen und bayrischen Alpen haben eine beständige Temperatur von 4° in den tieferen Schichten. Im Züricherſee z. B. war folgende Bewegung der Temperatur im Jahre 1880:

Tiefe.	25. Januar.	3. August.
0	0.2	19.7
40 m	3.5	5.2
120 m	4.0	4.0.

Aber ich kehre zum Genferſee zurück. Er muß im ganzen eine erwärmende Wirkung auf die umgebende Luft haben, denn die Oberfläche des Waſſers ist im Jahresmittel in Genf 11.3^0, in der pelagischen Region 12.1^0 (ts), die mittlere Jahrestemperatur der Luft in Genf 9.3^0 (t).

Die mittlere Temperatur einer ganzen Waſſerſäule von der Oberfläche bis zu 330 m Tiefe ist 5.6^0 (ta). Im Grunde nehme ich 5.2^0 an (tf).

Indem ich diese Größen vergleiche, erhalte ich folgende Beziehungen:

$$t = ts - 2.8^0$$
$$t = ta + 3.7^0$$
$$t = tf + 4.1^0$$

Also ist die Temperatur der Oberfläche des Genferſees in der pelagischen Region im Jahresmittel um 2.8^0 höher als diejenige der Luft, aber die Temperatur der ganzen Waſſerſäule und am Grunde ist bedeutend tiefer als die Lufttemperatur.

Ich führe noch zwei Beispiele an. In das Mittelländische Meer gelangt kein kaltes Waſſer aus den Polargegenden, da es vom Atlantischen Ozean durch eine relativ seichte Meerenge getrennt ist und dazu der Unterstrom aus dem Mittelländischen

Meere zum Ozean geht. Der östliche Teil des Meeres ist dem Einfluß der Ozeane noch mehr entzogen durch die seichten Meeresteile, die Italien von Sizilien und Sizilien von Nordafrika trennen. In diesem östlichen Meeresteil, im Norden der Lybischen Wüste unter $32^1/_4°$ N. Br. und $26^3/_4°$ Ö. L. wurden Beobachtungen angestellt, die folgende Resultate ergaben: auf dem Grunde, in der Tiefe von 3445 m, ist die Temperatur $= 13.7°$, diejenige der ganzen Wassersäule (ta) aber $= 14.1°$. Die mittlere Jahrestemperatur der Luft (t) an diesen Orten nach Beobachtungen in Alexandrien, Larnaka und Bengazi kann zu $= 21.2°$ angenommen werden. Folglich haben wir die Beziehungen

$$t = tf + 7.5°$$
$$t = ta + 7.1°$$

d. h. hier, wie auch im Genfersee, ist die Temperatur der ganzen Wassersäule bedeutend niedriger als die der Luft, aber die Differenz zwischen ihnen ist größer als im Genfersee.

Im Roten Meere zwischen den Städten Suakim und Massaua in einer Tiefe von 1241 m wurde die Temperatur zu $21.4°$, und die der ganzen Wassersäule zu $22.0°$ gefunden. Die mittlere Jahrestemperatur der Luft ist in Suakim $24.6°$, in Massaua $31.4°$; nehmen wir auch das der ersteren Zahl näher gelegene Mittel, d. h. $27.0°$ an, so erhalten wir dennoch:

$$t = tf + 5.6°$$
$$t = ta + 5.0°.$$

Das Gesamtresultat kann man dahin formulieren: für Seen, wie auch für Meere, die durch seichte und enge Meerengen mit den Ozeanen verbunden sind, und bei denen die Temperatur des Wassers nicht unter diejenige der Maximaldichte sinkt, ist die Temperatur der ganzen Wassersäule im allgemeinen niedriger, als die Temperatur der Luft; je tiefer das Wasserbassin ist, um so größer ist dieser Unterschied.

Im allgemeinen kann man die Beziehungen der Lufttemperatur zu der des Wassers in diesen Fällen folgendermaßen ausdrücken:

$$t < ts$$
$$t > tf$$
$$t > ta$$
$$tf < ta$$

Diese Beziehungen sind für die Beurteilung der Temperatur der Erdkugel und für den Einfluß der festen und flüssigen Oberfläche derselben auf die Temperatur außerordentlich wichtig. Aber darüber in den folgenden Kapiteln.

Ich gedenke noch eines anderen Einflusses der Seen auf die Temperatur der Luft in ihrer Nachbarschaft, nämlich der Reflexion der Sonnenstrahlen. Dieser Einfluß wurde von Schweizer Gelehrten für die nördlichen Ufer des Genfersees nachgewiesen.*)

Es ist offenbar, daß sich ein solcher Einfluß auch an den Ufern großer Flüsse zeigt, dort erhalten die hügeligen Norduser ziemlich viel reflektierte Sonnenwärme. In Rußland z. B. befindet sich der südliche Abhang der samaraschen Biegung, welche von Novinki, Samara fast gegenüber, bis zur Stadt Syfran reicht, unter solchen Verhältnissen. Vielleicht wird man auch bei uns mit der Zeit diese Lage zum Anbau von Weinbergen aus amerikanischen Reben (vitis labrusca), welche niedrige Temperaturen leichter ertragen als die europäischen, und von denen einige in diesem Klima reifen können, benutzen.

In denjenigen Süßwasserseen, wo die Temperatur am Grunde ungefähr 4° ist, aber an der Oberfläche im Winter viel niedriger zu sein pflegt und sich Eis bildet, sind die Verhältnisse überhaupt komplizierter. Ein Beispiel des Temperaturganges solcher Seen ist für den Züricher oben gegeben. Der Einfluß solcher Seen auf die Temperaturen der benachbarten Orte läßt sich auch nicht so einfach bestimmen, wie in den Fällen, die wir oben betrachtet haben.

Im Jahresmittel muß die Temperatur der Oberfläche der Seen dennoch wärmer als die Luft sein, in dem Falle wenigstens, wenn die Temperatur der Oberfläche länger über als unter 4° bleibt; aber sobald sich Eis bildet, zeigen sich noch folgende

*) Dufour, Reflection de la chaleur solaire à la surface du Léman, Bull. Soc. Vand, Sc. Nat., 1873, pg. 1—109.

Umstände: 1. Beim Gefrieren verwandelt sich die Arbeit in Wärme, so daß ein neuer Grund für einen Überschuß der Temperatur des Wassers über die der Luft eintritt. 2. Wenn der See fest zufror, besonders wenn er sich noch über dem Eise mit Schnee bedeckte, so schützen diese schlechten Wärmeleiter bis zu einem gewissen Grade das Wasser vor weiterer Abkühlung; natürlich kann bei starken Frösten der Unterschied zwischen der Temperatur des Seewassers und der Luft sehr groß sein (in Nordostsibirien bis fast 70°), aber andererseits haben namentlich in dieser Zeit die Seen (wie auch die Flüsse und Meere, wenn sie vollständig zufrieren) den geringsten Einfluß auf die Temperatur der Luft und dieses deshalb, weil schlechte Wärmeleiter, Schnee und Eis, sie trennen. 3. Im Frühjahr und im Sommer, wenn sich die Temperatur der Luft über 0° erhebt und das Eis schmilzt, kühlen die Seen die Temperatur ab. Die Arbeit der Eisschmelze fordert einen großen Wärmeverbrauch und selbst, nachdem alles Eis im See geschmolzen ist, existiert eine große Menge kalten Wassers, die sich in den oberen Schichten hält, bis alles Wasser des Sees sich auf 4° erwärmt hat. Auf diese Weise besteht im Herbst und bis zum vollständigen Gefrieren ein erwärmender Einfluß, nach dem vollständigen Gefrieren und bis zum Schmelzen des Eises ein äußerst geringer Einfluß des Wassers, aber im Frühling und bis zur Mitte oder bis zum Ende des Sommers kühlt der See die Temperatur der Luft ab. Man kann sagen, daß bei sonst gleichen Bedingungen dieser Einfluß desto größer sein wird, je größer und tiefer der See ist. Dieses kommt daher, weil unter solchen Bedingungen die Wellenbewegung stärker ist, und die starke Wellenbewegung bei Temperaturen unter 0° lange die Bildung einer festen Eisdecke hindert. Aber so lange sie nicht vorhanden ist, befindet sich das Wasser in Berührung mit kalter Luft, ungeschützt durch schlechte Wärmeleiter wie Schnee und Eis. Daher geht die Bildung des Eises schneller vor sich, so lange noch offene Stellen vorhanden sind. Außerdem bewirken der Wind und der Wellenschlag Eisschiebungen, d. h., sie türmen die Eisschollen eine auf die andere und vergrößern hierdurch wieder die Menge des sich bildenden Eises. Die Abkühlung des Wassers im Sommer, infolge der Eisschmelze, ist so bedeutend und andauernd,

daß auf dem Ladogasee, nach den Worten Andrejefs*), bis in die Mitte des Sommers die Temperatur des Wassers nicht höher als 3° R. ist und nur im August 5—6° R. erreicht (6.3—7.5° C.), während dessen erreichen die benachbarten Flüsse und Teiche in den warmen Sommermonaten natürlich nicht selten eine Temperatur von 25° C. und mehr. Sogar die Newa hat im Sommer ein viel kälteres Wasser als die kleinen benachbarten Flüßchen und das Ostende des finnischen Meerbusens (d. h. der Teil des Busens von der Newamündung bis zur Insel Kotlin, wo infolge der geringen Tiefe und der geringen Bewegung das Wasser in den heißen Tagen wärmer zu sein pflegt).

Leider sind mir, außer einigen vereinzelten Daten bei Andrejef, keine Beobachtungen über die Temperatur des Wassers im Ladogasee bekannt. Man kann nur in allgemeinen Ausdrücken sagen, daß kleinere und weniger tiefe Seen einen weniger wärmenden Einfluß im Herbst und im Anfang des Winters und einen weniger abkühlenden Einfluß im Sommer haben, als der Ladoga- und Onegasee. Sie frieren früher zu, das Eis wird weniger zerbrochen und es wird daher weniger mächtig, endlich findet sich in ihnen nach dem Schmelzen eine geringere Schicht kalten Wassers.

Zu der Zeit, wenn der Unterschied der Luft- und Wassertemperatur am größten ist, kann kein großer Einfluß angenommen werden, denn das Wasser ist von der Luft durch schlechte Wärmeleiter, Eis und Schnee, getrennt. In Rußland wäre die Möglichkeit vorhanden, diese Frage zu untersuchen, da wir eine große Anzahl von Süßwasserseen haben und manche von ihnen sehr groß sind. Bis jetzt hinderte der Mangel an Beobachtungen dieses zu thun; nur in Bezug auf den Ladogasee ist zu bemerken, daß durch seinen Einfluß über ihm die mittlere Temperatur im November Dezember weit höher und im Mai und Juni niedriger ist als in den benachbarten Orten. Im Februar und März, wenn der See gewöhnlich mit festem Eise bedeckt ist, befindet sich die Luft über ihm unter denselben Bedingungen, wie die Luft über dem Kontinent. Übrigens bedeckt sich in manchem Jahre der Ladogasee nicht vollständig mit Eis.

---

*) l. c.

Viel interessanter sind die Verhältnisse des Baikal, da dieser See der größte mit süßem Wasser in den Grenzen des russischen Reiches ist und vollständig zufriert. Die Daten für diesen sind sehr dürftig. Am Ufer des Baikal befindet sich nur eine meteorologische Station, Kultuk am Südwestende des Sees. Die mittlere Jahrestemperatur ist hier niedriger als in Irkutsk. Leider wurden die Beobachtungen in Kultuk nur 3 Jahre fortgesetzt und dabei nicht gleichzeitig mit denen in Irkutsk. Jedoch ist der Unterschied so groß (auf das Meeresniveau bezogen: Irkutsk 2.1° Kultuk 0.8°), daß es sehr wahrscheinlich wird, daß in Klimaten, die dem sibirischen ähnlich sind, die großen Seen eher abkühlend auf die Temperatur der Luft wirken; und zwar deshalb, weil die Zeit, während welcher die Oberfläche des Wassers unter 4° ist, viel länger als ein halbes Jahr dauert. Außer in der Nähe der Ufer erhebt sich die Temperatur der Oberfläche des Baikal selbst im Sommerwohl nicht über 4°. Wenn man seine Aufmerksamkeit auf den Einfluß des Klimas auf die Vegetation richtet, so ist ein ungünstiger Einfluß solcher Seen noch bemerkbarer: sie kühlen die Luft namentlich in der Zeit ab, welche der Vegetation günstig ist. Damit sich die jährlichen wiederkehrenden Prozesse des vegetativen Lebens vollziehen, ist eine bestimmte Temperatursumme erforderlich, die höher als die sogenannte Anfangstemperatur ist, welche stets 0° übersteigt, fast für alle Pflanzen höher als $+2^\circ$. Das Schmelzen des Eises auf den Seen, die im Winter vollständig frieren, kürzt in jedem Fall die Zeit ab, während welcher solche Temperaturen eintreten, und sogar nach dem Schmelzen kühlt das kalte Wasser noch lange die benachbarte Luft ab. Auf diese Weise verringert sich die für die Vegetation nützliche Summe der Temperaturen. Durch den See wird die Temperatur, besonders im Spätherbst und Winter, zur Zeit der Eisbildung, erhöht; in dieser Jahreszeit hält die Masse des süßen Wassers lange die Temperatur auf ungefähr 0°, aber diese Temperaturen sind für den größten Teil der Pflanzen nutzlos.

Die Seen, auf denen sich in jedem Winter viel Eis bildet, die aber doch niemals ganz zufrieren, fallen im allgemeinen in bezug auf die Beziehungen der Temperatur der Luft und des Wassers und des Einflusses auf die Temperatur der Luft mit

den vorhergehenden zusammen; aber es giebt einen Unterschied: sogar gegen Ende des Winters ist nicht alles Wasser von der Luft durch schlechte Wärmeleiter (Eis und Schnee) isoliert, und daher hört der Einfluß solcher Seen auf die Temperatur der benachbarten Luft niemals auf, er existiert auch zu der Zeit, wenn der See den größten wärmenden Einfluß zeigt, sowohl direkt, als auch indirekt durch die Verwandlung von Arbeit in Wärme bei der Eisbildung.

Wahrscheinlich ist, daß sie keinen abkühlenden Einfluß im Jahresmittel haben können, wie ihn die Seen haben, die jeden Winter ganz zufrieren. Die fünf großen amerikanischen Seen — der Obere, Michigan, Huron, Erie und Ontario — gehören namentlich zu denen, welche niemals ganz zufrieren, aber auf denen sich jeden Winter viel Eis bildet, das sich lange hält. Auf dem größten und nördlichsten, dem Oberen, schmolz nach dem rauhen Winter des Jahres 1873 alles Eis erst im Juni. Die Größe dieser Seen und die große Temperaturdifferenz im Winter und Sommer erklären, warum namentlich in diesem Teil Nordamerikas sich das Eis jeden Winter bildet, aber den See nicht mit einer festen Rinde bedeckt. Die Winde und der Wellenschlag auf den ausgedehnten Seen zerschlagen das Eis beständig und hindern dadurch die Bildung einer festen Eisrinde. Dann ist die Temperatur im Sommer so hoch, die Sommerwärme so andauernd, daß sich eine mächtige, erwärmte Wassermasse bildet, die sich nur allmählich bis 0° abkühlt. Der Winter ist aber so rauh, daß sich wenigstens über den flachen Stellen Eis bildet, welches dann durch den Wind fortgeführt wird und auf dem See schwimmt.

Ein vollständig entgegengesetztes Verhältnis existiert in der nördlichen Schweiz für die Seen, die nicht höher als 500 m über d. M. liegen; in warmen Wintern nämlich bildet sich auf ihnen kein Eis (mit Ausnahme unbedeutenden Ufereises), aber in einem ausschließlich kalten Winter bedecken sie sich mit einer festen Eisdecke.*) Aber es liegt dieses daran, daß die

*) Von den Schweizerseen im Norden von den Alpen frieren nur der Genfer-, der Vierwaldstätter und der Wallenstätterse niemals vollständig zu.

mittlere Temperatur im Januar beim südlichsten der 5 amerikanischen Seen —3.5°, beim Oberen von —8° bis —11° und bei den Seen der nördlichen Schweiz von 0° bis —2° ist. In sehr kalten Wintern hindern die Winde und der Wellenschlag auf diesen relativ kleinen Seen lange nicht so das Gefrieren wie auf den großen amerikanischen.

Noch muß man beachten, daß der Einfluß der Seen auf die Temperatur der Luft von der Windrichtung abhängt. Nur auf sehr großen Seen bleibt in ihrer Mitte die Luft bei jedem Winde lange mit der Oberfläche des Wassers in Berührung. Was die Beobachtungen anbetrifft, welche wir bis jetzt haben, so sind sie alle auf dem Festlande angestellt, am Ufer der Seen, mit Ausnahme der Insel Walaam im Ladogasee und einer kleinen Insel auf dem Huronsee in Nordamerika.

Die Frage über den Einfluß des Windes auf die Temperaturen am Ufer der Seen ist von Winchell in Bezug auf die amerikanischen Seen, besonders den Michigan, untersucht worden.*) Es zeigte sich, daß das östliche Ufer des Sees weit wärmer als das westliche ist. Dieses hängt davon ab, daß im Winter und Herbst westliche Winde wehen. Sie führen dem westlichen Ufer des Michigansees kalte Luft zu, so daß dann die Temperatur des Wassers im See sehr wenig Einfluß hat, und das östliche Ufer erreichen sie, indem sie über das wärmere Wasser des Sees streichen, daher ist der Winter dort viel wärmer, als am westlichen Ufer. Dieser Einfluß mäßigt besonders die niedrigen Temperaturen. Am Ende des Frühlings und im Sommer, wenn der See die Luft abkühlt, sind die Ostwinde häufiger als die Westwinde, so daß in dieser Zeit das Ostufer wieder vor den abkühlenden Einflüssen geschützt ist, aber das Westufer unterliegt ihnen. Dieses Beispiel zeigt, daß man nach einem Punkte oder sogar nach mehreren, die sich auf demselben Ufer des Sees befinden, noch nicht über seinen Einfluß auf die Temperatur der Luft urteilen kann, da die Windrichtung möglicher Weise eine derartige ist, daß auf dem einen Ufer ein abkühlender Einfluß, auf dem anderen der entgegengesetzte existiert.

Die Salzseen unterscheiden sich folgendermaßen von den Süß-

*) Proc. Amer. Association 1870. Zeitschr. f. Met. 1871.

wasserseen: 1) In ihnen hat das Wasser die Maximaldichte bei Temperaturen, die viel niedriger sind, als für das süße Wasser; 2) von einer bestimmten Menge der Salze an ist die Temperatur, bei der diese Salzlösungen gefrieren, höher, als die Temperatur der größten Dichte (in Chlornatriumlösungen beginnend mit einer Lösung von annähernd $2_{,3}$ Prozent); 3) ist die Verdunstung, bei übrigens gleichen Bedingungen, geringer, als von der Oberfläche des süßen Wassers, und je konzentrierter die Lösungen sind, desto geringer ist die Verdunstung von ihrer Oberfläche.

Ich bemerkte oben, daß in den Süßwasserseen, wiewohl das Wasser fremde Substanzen enthält, diese in so geringen Mengen vorhanden sind, daß sie seine physikalischen Eigenschaften fast nicht verändern. Bei den Salzseen liegt die Sache anders; sie stellen Lösungen (Salzsolen) von solcher Stärke dar, daß sich die physikalischen Eigenschaften der Flüssigkeit ziemlich stark verändern, und diese Veränderungen können einen wesentlichen Einfluß auf das Klima der sie umgebenden Länder haben. Die Gewässer der Ozeane sind gleichfalls bedeutend starke Lösungen, aber wenigstens ist das Verhältnis verschiedener Salze in den verschiedenen Teilen des Ozeans annähernd dasselbe, nur die Stärke der Lösung (d. h. der prozentische Gehalt der gelösten Salze) verändert sich und zwar, mit Ausnahme der Nachbarschaft der Mündungen sehr großer Flüsse und schmelzenden Eises nicht bedeutend.

Sehr verschieden sind die Verhältnisse der Salzseen. Auf verschiedene Gegenden der Erdkugel verteilt, ohne Verbindung unter einander, müssen offenbar die Stärke der Salzsolen, die Eigenschaften der Salze und die Beziehung derselben unter einander äußerst verschieden sein. Wenn es auch bewiesen wäre, daß alle Salzseen in früherer Zeit Teile des Ozeans gewesen wären (was indessen für einige Seen, z. B. das Tote Meer, von den besten Autoritäten verneint wird), so ist es auch dann verständlich, daß mit der Zeit die Eigenschaften der Lösung sich verändern müssen. Die Flüsse und Bäche bringen neue Salze herzu, und wenn sie sich nicht niederschlagen, so muß sich der prozentische Gehalt der gelösten Salze beständig vergrößern, wobei sich oft ihr prozentuales Verhältnis ändert. Außerdem muß nach Maß-

gabe der Konzentration der Lösung eine partielle Kristallisation der Salze entstehen, d. h. zuerst eine Fällung der weniger löslichen, dann der löslicheren und so weiter.*) Da es immerhin wahrscheinlich ist, daß die größten Salzseen früher Teile des Ozeans waren und da in ihnen im allgemeinen entschieden Kochsalz vorherrscht, so muß man eine besondere Aufmerksamkeit den Lösungen dieses Salzes zuwenden.

Es sind, wie bekannt, schon viele Untersuchungen über Dichtigkeit der Lösungen von Chlornatrium und des Meerwassers gemacht worden, die neuesten und genauesten von Lenz und Reszow. Auch die Temperatur der Maximaldichte und der Gefrierpunkt solcher Solen ist oft untersucht worden, so z. B. ist nach Rosetti in Lösungen von Chlornatrium:

Prozent.	Temperatur der Maximaldichte.	Gefrierpunkt.
$^1/_2$	$3._0$	$-0._{32}$
1	$1._{77}$	$-0._{65}$
2	$-0._{58}$	$-1._{27}$
3	$-3._{24}$	$-1._{90}$
4	$-5._{63}$	$-2._{60}$
6	$-11._{07}$	$-3._{91}$
8	$-16._{62}$	$-5._{12}$
Wasser der Adria.	$-3._{55}$	$-2._0$

Sehr wichtig ist auch der Umstand, daß das spezifische Gewicht von Grad zu Grad sich in der Nähe von 0° mehr als dreifach langsamer ändert als bei 25°. Dies hat einen großen Einfluß unter andern auf die Eisbildung auf dem Meere.

Ich kehre zu den Salzseen zurück. Da der prozentische Gehalt an Salzen in den zwei größten von ihnen, im Kaspischen und Aralsee, weit geringer als 2,3% ist, so haben sie den Ge-

*) Die geologische Untersuchung des Staßfurter Salzstockes zeigte, daß dort namentlich eine derartige partielle Kristallisation aus Salzseen stattgefunden haben muß.

frierpunkt unter der Temperatur der Maximaldichte, folglich nähern sie sich hierin den Süßwasserseen, nur sind beide Temperaturen niedriger. Daher kühlt sich wahrscheinlich auch im Kaspi- und Aralsee eine gegebene vertikale Schicht des Wassers anfangs bis zur Temperatur der größten Dichte ab, aber dann bleiben die unteren Schichten bei dieser Temperatur, während die oberen sich weiter abkühlen. Aber da sogar bei einer so geringen Quantität an Salzen die Temperatur, bei welcher die Eisbildung beginnt, sich mehr erniedrigen muß als für süßes Wasser, so ist es verständlich, warum auf dem Kaspisee am meisten Eis in seinem nördlichen, fast süßwasserhaltigen und sehr seichten Teile zu sein pflegt, und warum dieser Teil bisweilen eine feste Eisdecke in großer Ausdehnung und jedes Jahr eine auf viele Kilometer längs der Ufer hat. Der mittlere Teil des Kaspi, der schon tiefer und salziger, hat weniger Eis und dieses wird häufiger aus dem nördlichen Teile zugeführt, der südliche hingegen, im Süden von der Halbinsel Apscheron gelegene, hat noch weniger Eis und dieses wird immer vom Norden zugeführt. Man könnte erwidern, daß dieses von der Wärme des Winters im südlichen Teile des Kaspi abhängt, aber diese Wärme hängt, außer von der Breite, noch von der Tiefe und von dem großen Wärmevorrat während des Sommers ab. Im nördlichen, fast süßwasserhaltigen Teile des Kaspi dauert, wiewohl die Mitte des Sommers annähernd eben so warm ist wie im Süden, doch die warme Zeit weit weniger lang und dann sind auch die Tiefen um so viel geringer, daß die ganze Wasserschicht sich im Winter ziemlich rasch abkühlt. Das Beispiel des Kaspi beweist, daß ein Salzsee einen ebensolchen mäßigenden Einfluß auf das Klima haben kann, wie ein Meer, das sich in Verbindung mit dem Ozean befindet, wenn nur in das letztere keine mächtigen Strömungen aus wärmeren Gegenden eintreten. Der Kaspi giebt seinem südlichen und dem südlichen Teil seines westlichen Ufers eine relativ warme Temperatur im Winter, trotzdem diese Ufer nicht durch Berge vor den trockenen, kalten Nordostwinden geschützt sind. Um ein Beispiel anzuführen, nehmen wir den ungewöhnlich kalten Dezember 1877. Die Mittel und die Minima der Temperatur waren:

	Mittel.	Minimum.
In Petro-Alexandrowsk (an dem Syr Darja) $41^1/_2{}^0$ N. Br.	-12.4	-31.1
In Krasnowodsk (am Ostufer des Kaspi) 40^0 N. Br.	-4.0	-21.9
In Baku (am Westufer) 40^0 N. Br.	3.7	-4.4.

Also trotz der viel geringeren Entfernung zwischen Krasnowodsk und Baku war der Unterschied der Mitteltemperaturen nahezu so groß, derjenige der Minima größer als zwischen den beiden ersten Orten.

In Bezug auf den Aral sind wir weniger unterrichtet. Aber er hat wegen seiner geringeren Fläche, geringeren Tiefe und seines geringeren Gehaltes an Salzen natürlich auch weniger Einfluß auf das Klima als der südliche Teil des Kaspi.

Außer dem Kaspi und dem Aral giebt es in den südlicheren und trockenen Teilen Rußlands, von Beßarabien über Transkaukasien, den Aralo-Kaspischen Steppen bis zum südlichen Transbaikalien eine große Anzahl abflußloser, mehr oder weniger salziger Seen, die sowohl ihrer Zusammensetzung, als auch ihrem prozentischen Gehalte nach unter einander verschieden sind. Manche von ihnen sind ziemlich groß und ihre Erforschung in physikalisch-geographischer Hinsicht gewährt ein großes Interesse. Viele von ihnen enthalten mehr Salze als der Kaspi- und Aralsee, und zwar ist der Gehalt an Salzen so groß, daß er die Grenze übersteigt, bei der die Temperatur der größten Dichte niedriger als der Gefrierpunkt ist.

Was aber muß in solchen Seen bei Temperaturen bedeutend unter 0^0 geschehen? Man könnte sich den Prozeß der allmählichen Abkühlung und des Sinkens der kalten Schichten auf den Grund etwa so vorstellen, daß, so lange die Temperatur der größten Dichte noch nicht erreicht ist, alles Wasser in einem gegebenen vertikalen Abschnitte plötzlich gefriere. Wie wenig wir auch die Salzseen ähnlicher Art kennen, so ist es uns doch bekannt, daß ein solches plötzliches Gefrieren des gesamten Wassers nicht vorkommt und daß unter der sich bildenden Eisschicht Wasser übrigbleibt.

In dieser Beziehung sind die Beobachtungen von J. A. Listoff

über die Temperatur des Wassers und das Gefrieren eines kleinen Salzsees, in der Nähe der Stadt Ilezk, der 15—17 % Kochsalz und eine kleine Beimengung andrer Salze*) enthält, sehr interessant. Der See hat eine Oberfläche von 104 Quadrasashen und eine Tiefe von $4^1/_2$ Russ. Fuß.

Zu Beginn der Beobachtungen am 27. Dezember 1878 waren auf dem See verwachsene Eiskristalle, bei einer Temperatur des Wassers von $-8.2°$, am 3. Januar, bei einer Temperatur des Wassers von $-7.4°$, war der See vollständig vom Eise frei. So ging es einige Tage fort, bei Lufttemperaturen von $+0.2°$ bis $-8.8°$. Am 8. Januar wurde es kälter und am 9. zeigte sich wieder eine Eisdecke in Form verwachsener Kristalle. Bei einer Lufttemperatur von —22° waren auf der Oberfläche des Sees $-9.8°$, am Grunde $-5.6°$. Am 11. Januar fror die Eisdecke fest. Am 12. konnte man auf ihr stehen. Am 15. waren auf der Oberfläche des Wassers $-10.6°$, am Grunde —8°. Erst am 18. glich sich die Temperatur des Wassers an der Oberfläche und am Boden aus und zwar nachdem Löcher in das Eis gemacht worden waren. Während 6 Tagen nach einander war das Wasser auf dem Grunde des Sees zirka um 2° wärmer als an der Oberfläche.

Weiterhin sank die Temperatur des Wassers fortwährend und erreichte am 30. $-13.0°$ an der Oberfläche und $-12.8°$ am Grunde. Im Eise in einer Tiefe von 3 Zoll wurde eine Temperatur von $-17.6°$ beobachtet. Das Eis erreichte eine Dicke von $7^1/_2$ Zoll (fast 19 cm), aber auf dem in der Nähe gelegenen Fluß Elschanka $2^1/_2$ Fuß (75 cm).

Ein anderer See, der 26% Chlornatrium enthält, fror gar nicht, obgleich die Temperatur der Luft einige Tage nacheinander unter —20° war und tiefer als —30° sank.

Sehr wünschenswert sind Beobachtungen ähnlicher Art über andere Salzseen. Dieselben Erscheinungen zeigen sich in den Ozeanen unter den hohen Breiten der nördlichen und südlichen Halbkugel, aber der beständige Wellenschlag mischt die Schichten durcheinander und kompliziert die Verhältnisse ungemein. Die

*) Sapiski der allgemeinen Geographie der K. Russ. geograph. Gesellschaft Bd. 8.

Seen lassen sich leichter erforschen, in ihnen sind die Erscheinungen einfacher. Besonders wünschenswert wäre es, Beobachtungen über einen tiefen Salzsee zu haben, wenn auch sein Salzgehalt nicht besonders groß sein sollte, aber doch derartig, daß die Temperatur der Maximaldichte niedriger als der Gefrierpunkt ist und über einen anderen, wenn auch kleinen, so doch mit sehr hohem prozentischen Salzgehalt. Für die erste Beobachtungsreihe ließen sich, so scheint es, in Asien, besonders auf den Hochländern im Innern des Kontinents, günstige Verhältnisse finden. Ich weise nur hin auf den Issyk-Kul, den Balkasch, endlich auf die westliche Mongolei, die außerordentlich reich an Salzseen ist. Für die zweite Reihe kann man eine große Auswahl, sogar im europäischen Rußland, finden; besonders geeignet sind die Seen, aus denen das Kochsalz gewonnen wird; da in ihrer Nähe immer ein Wohnort ist, so wäre es folglich bequem, für die Beobachtungen im Winter Einrichtungen zu treffen. So kann man die beßarabischen und odessaschen Limane, die Salzseen der Krim, den See bei Slawjansk im Gouvernement Charkow, die Seen des stawropolschen Gouvernements und endlich die astrachanschen Seen, den Elton oder den Baskuntschak, wählen. Die beiden letzten sind von den Seen des europäischen Rußlands am geeignetsten, da in ihrer Umgegend der Winter kälter ist als weiter nach Westen. Noch interessanter wären die Beobachtungen an den Bittersalzseen der Baraba, von denen einige in manchen Wintern nicht zufrieren.*) Zu beachten ist, daß sich hier die Temperatur der Luft oft einige Tage nacheinander unter —40° hält und bisweilen sogar unter —50° sinkt und dabei die Gegend bevölkert ist. Die Hauptfrage besteht darin: lagern sich die kälteren Schichten bei Erniedrigung der Temperatur unten und, wenn dieses nicht geschieht, aus welchem Grunde? Findet eine Salzausscheidung beträchtlich über dem Gefrierpunkt statt? Die Versuche von Zöppritz und von anderen Gelehrten mit schwachen Chlornatriumlösungen und Meerwasser, welche zeigen, daß sich aus ihnen bis zum Gefrieren keine Salze ausscheiden, beweisen

*) Siehe den Bericht des Herrn Jadrinzew über seine Reise in diese Gegenden, im 2. Teil der Sapiski der westsibirischen Abteilung der K. R. Geogr. Ges.

jedoch noch nicht, daß diese Erscheinung in stärkeren Lösungen nicht eintritt. Übrigens wären auch Laboratoriumsversuche mit stärkeren Chlornatriumlösungen und andern Salzen bei niedrigen Temperaturen nützlich.

Ich gehe zu dem Einfluß der Salzseen mit bedeutendem Salzgehalt auf das Klima der umliegenden Orte über, wobei ich zunächst diejenigen betrachte, die so klein sind, daß die Temperatur des Wassers an der Oberfläche und am Grunde nicht sehr verschieden sein kann. Im Herbst, wenn die Temperatur des Wassers höher als die Temperatur der Luft und dabei höher als 0° ist, so wird sie dieselbe sein wie bei den Süßwasserseen.

Unter 0°, bei Temperaturen, bei denen schon die Bildung von Eis auf dem Süßwassersee beginnt, auf dem Salzsee aber noch nicht, wird der Einfluß des ersteren größer sein. Derselbe findet statt bei weiterem Sinken der Temperatur, von den Salzseen werden diejenigen mehr Einfluß haben, in denen der Salzgehalt geringer ist, und folglich die Bildung des Eises früher beginnt. Bei der Bildung des Eises scheidet sich das Salz aus, aber nicht alles, ein Teil desselben bleibt teils mechanisch im Eise eingeschlossen, teils mit ihm verbunden. Letzteres ist, wie bekannt, durch die Versuche Petersens bewiesen. Salzwassereis schmilzt schon bei Temperaturen unter 0°. Daher ist das Schmelzen des Eises auf den Seen de facto schon in vollem Gange, während die Temperatur der Luft und des Wassers bedeutend niedriger als 0° ist. Dieses ist auch aus den Beobachtungen J. A. Listoffs ersichtlich: bei einer Temperatur des Wassers von —7.4° verschwand das Eis vollständig. (Natürlich giebt es Salzseen, wie den Kaspi und Aral, welche wenig Salze enthalten und auch in dieser Beziehung sich eher den Süßwasserseen nähern.) Daher bildet sich im allgemeinen auf einem Salzsee weniger Eis, als auf einem Süßwassersee, die Eisbildung beginnt später und endigt früher. Je größer der Salzgehalt ist, desto weniger Eis bildet sich. Daher haben die Salzseen in dieser Beziehung weniger Einfluß auf die Temperatur der Luft der benachbarten Orte und besonders auf ihre Verteilung nach den Jahreszeiten.

Es existieren noch Bedingungen, bei denen der Einfluß eines Süßwassersees und eines sehr salzigen Sees äußerst verschieden

sein kann. So z. B. bildete sich auf dem Süßwassersee eine kompakte Eisrinde, die ihrerseits wieder mit Schnee bedeckt ist.

Nach sehr kalten Tagen steigt die Temperatur, ohne jedoch bis 0° zu steigen. Ein Süßwassersee, der von der Luft durch schlechte Wärmeleiter getrennt ist, hat keinen bemerkbaren Einfluß auf die Temperatur der Luft; auf dem Salzsee ist noch wenig Eis, ein Teil desselben ist noch nicht gefroren und das Wasser, das bis —8°, —10° oder sogar noch weiter abgekühlt ist, kühlt seinerseits die Luft ab. Wenn die höhere Temperatur der Luft anhält, so beginnt auf dem Salzsee das Schmelzen des Eises, in folgedessen die Temperatur des Wassers sich nicht über eine bestimmte Grenze erheben kann.

Da es keine sehr großen Seen mit einem großen Prozentgehalt von Salzen giebt, so werden diese Einflüsse nur örtliche sein, aber hier sehr fühlbar sein. Daher ist es, wenn wir z. B. wissen, daß auf einem gegebenen See soeben die Eisbildung beginnt, durchaus nicht gleichgültig, ob er ein Süßwassersee oder sehr salzig ist. Im ersten Fall wird die Temperatur an der Oberfläche 0° sein, im letzteren kann sie niedriger als —10° sein.

In tieferen Salzseen ist sowohl die Verteilung der Temperaturen des Wassers, als auch ihr Einfluß auf die Temperatur der Luft der benachbarten Gegenden sehr verschieden. Tiefere nenne ich solche, welche bedeutend tiefer als 100 m sind, so daß sich auf ihrem Grunde Wasser sammeln kann, das durch die Sonnenstrahlen nicht direkt erwärmt und von den Wellen nicht bewegt wird; je größer der Gehalt an Salzen, desto niedriger ist die Temperatur der Maximaldichte und des Gefrierpunktes, desto mehr hat folglich das kalte Wasser das Bestreben, sich auf den Boden hinabzusenken und dort zu bleiben, fast außer dem Einfluß der unteren Schichten der Luft und der oberen Schichten des Wassers, und bei desto niedrigerer Temperatur bildet sich Eis. Wenn die Temperatur der Luft unter 0° sinkt, so muß bei sonst gleichen Bedingungen die Temperatur der oberen Schichten des Wassers im Jahresmittel niedriger auf dem Süßwassersee als auf dem Salzsee sein, besonders dann, wenn der Salzgehalt im letzteren größer ist als der, bei welchem die Temperatur der größten Dichte dem Gefrierpunkt gleich ist (in Kochsalzlösungen etwa 2,3 %). Es liegt dieses daran, daß auf dem Süßwassersee

das Wasser unter 4° leichter ist, als bei der letzten Temperatur, daher bleibt es auf der Oberfläche und bildet bei weiterer Abkühlung Eis. Die Abkühlung bis unter 0° wird allerdings durch die Eisbildung aufgehalten, aber eine gleiche Anzahl Kalorien wird dann wieder beim Schmelzen des Eises verbraucht.

In Bezug auf den Einfluß auf die Temperatur der Luft ist der Unterschied zwischen dem Süßwasser- und Salzsee von hinreichender Tiefe noch größer. Im Falle einer vollständigen Eisdecke auf einem Süßwassersee, wenn Wasser durch schlechte Wärmeleiter — Eis und Schnee — vor weiterer Abkühlung geschützt ist, ist gleichzeitig auch die Luft vor dem erwärmenden Einfluß des Wassers geschützt. Im Salzsee tritt das vollständige Gefrieren und folglich die Trennung der Luft vom Wasser durch schlechte Wärmeleiter seltener ein und hält nicht so lange an. Aber natürlich ist der Hauptunterschied der, daß im Salzsee die ganze Wassermasse sich viel mehr abkühlen muß, bis die Eisbildung auf der Oberfläche beginnen kann.

Nach den Jahreszeiten erhalten wir folgenden Unterschied im Einfluß der tiefen Süßwasser- und Salzseen auf die Temperatur der Luft: nachdem im Herbst die mittlere Temperatur der ganzen Wassermasse 4° erreicht hat, wird die Luft über dem Salzsee wärmer sein, da das kältere Wasser fortfährt, sich zu Boden zu senken, während im Süßwassersee die kälteren Schichten oben bleiben. Wenn die Temperatur der Luft lange unter 0° bleibt und sich auf dem Süßwassersee Eis bildet, so entsteht Umsetzung von Arbeit in Wärme, aber auch unter diesen Bedingungen muß die Luft über dem Salzsee wärmer sein, da sich seine ganze Wassermasse noch lange nicht bis 0° abgekühlt hat, aber so lange dieses noch nicht geschehen ist (wenn der Gehalt an Na. Cl. höher als $2.3\,\%$), wird die obere Wasserschicht wärmer als 0° sein. Wenn der Süßwassersee fest mit Eis bedeckt ist, so ist der Einfluß der Temperatur des Wassers auf die Lufttemperatur sehr gering. Auf dem Salzsee wird, bei sonst gleichen Bedingungen, entweder kein Eis sein, oder nur sehr wenig, daher bleibt immerhin eine beträchtliche Wasseroberfläche, welche die benachbarte Luft erwärmen wird. Im Frühling kann bei der Eisschmelze, wie oben bemerkt wurde, der Salzsee zeitweilig die Luft mehr abkühlen als der Süßwassersee, da sein Eis bei niedriger Temperatur schmilzt.

Aber dieses kann natürlich nicht lange dauern, da sich natürlich weniger Eis bildet. Wenn daher auf dem Salzsee alles Eis schon geschmolzen ist und folglich der Wärmeverbrauch für diese Arbeit aufhört und die Sonne schon direkt die Wasseroberfläche erwärmt, dauert auf dem Süßwassersee die Eisschmelze und die Wärmeabsorption für diese Arbeit fort. Daher wird zu dieser Zeit die Luft über dem Salzsee viel wärmer sein, als über dem Süßwassersee und dabei nicht nur, bis sämtliches Eis und Schnee auf demselben geschmolzen ist, sondern auch späterhin, so lange sich die große Wassermasse nicht bis 4^0 erwärmt hat.

Hiernach wird die Temperatur der Wasseroberfläche der Seen wahrscheinlich wenig verschieden sein, allein es giebt zwei Ursachen, infolge deren die Wasseroberfläche des Salzsees ein wenig wärmer sein muß. 1) Ist die Verdunstung der Salzlösung geringer, als die des süßen Wassers, so ist folglich auch die Abkühlung geringer, welche durch die Verdunstung entsteht. 2) Ist die Wärmekapazität der Salzlösungen geringer als die des süßen Wassers, dann muß eine gegebene Quantität Sonnenwärme eine gegebene Quantität Salzwasser um eine größere Anzahl Grade erwärmen, als eine gleiche Quantität süßen Wassers. Jedoch können diese zwei Ursachen nicht entfernt einen solchen Temperaturunterschied bedingen, wie er im Winter und Frühling bei Temperaturen des Wassers unter 4^0 beobachtet wird.

Die Weltmeere sind darin von den Seen und von den mittelländischen Meeren verschieden, daß sie untereinander verbunden sind, und zwar durch breite und tiefe Meeresteile. Daher eine beständige Beeinflussung der Ozeane durch einander. Der Salzgehalt des Wassers der Ozeane ist so groß, daß die Temperatur der Maximaldichte bedeutend unter 0^0 ist und tiefer als der Gefrierpunkt. Die Temperatur ihrer Gewässer ist beständig höher, als diejenige der Maximaldichte.

In allen Ozeanen, selbst in den niedrigsten Breiten, hat man von einer Tiefe von 1000 m an kaltes Wasser gefunden.

Ich habe die mittleren Temperaturen der ganzen Wassersäule für viele Orte auf den Ozeanen berechnet und erhielt dann, indem ich die Zahlen so zusammenstellte, daß sie einen möglichst richtigen Begriff über den ganzen Flächenraum des Ozeans geben, folgende Mittel für die verschiedenen Breiten:

	Ozeane	
Breiten	Atlantischer	Stiller
40° — 20° N.	5.3	3.2
20° — 0 „	4.3	3.7
0° — 20° S.	4.1	4.1
20° — 40° „	3.5	3.3.

Indem ich die Flächenräume der Ozeane in Betracht zog, erhielt ich die mittlere Temperatur der ganzen Wassersäule in beiden zwischen 20° N. und 20° S. = 3.98^0 oder folglich fast = 4^0.

Am Boden war die Mitteltemperatur in den Breiten 20° N. bis 20° S. $1.1°$, und wenn die (mehr veränderliche) Temperatur der Oberfläche zu $26.5°$ angenommen wird, so erhalten wir folgende Beziehungen:

$$ts = ta + 22.9^0$$
$$ta = tf + 2.9°$$

d. h. in den tropischen Ozeanen ist die mittlere Temperatur der ganzen Wassersäule viel mehr verschieden von derjenigen der Oberfläche, als in allen Salzseen und im Mittelländischen Meere.

So kaltes Wasser kommt nie an der Oberfläche der tropischen Ozeane vor, es mußte also von anderen Gegenden gebracht worden, und zwar von den Meeren höherer Breiten, wo an der Oberfläche Temperaturen von 0° und darunter häufig sind, und zwar mußte dieses Wasser durch Meeresströme in solche Tiefen gebracht werden, daß wir sie nicht direkt beobachten können.

Die Hypothese, daß die oberen Meeresströmungen durch Winde bewirkt werden, ist jetzt ziemlich allgemein angenommen. Das kalte Wasser in den Tiefen der tropischen Ozeane mußte aber aus den Polarmeeren gebracht werden, durch Strömungen, welche ihre Entstehung der Differenz der Dichtigkeit des Wassers verdanken. Es fehlt nicht an Stimmen, welche behaupten, daß der Unterschied zu klein und auf eine zu große Entfernung verteilt ist, um Meeresströme hervorzurufen, die Reibung würde eine solche Bewegung nicht erlauben. Dieses behauptet z. B. Croll, indem

die Experimente von Dubuat bewiesen hätten, daß bei einem Abhange von $^1/_{1000000}$ Wasser nicht mehr fließe.

Jedoch eins ist dabei vergessen, der Einfluß der Zeit: Bei Versuchen im Laboratorium haben wir zu wenig Zeit zu unserer Verfügung, und natürlich werden Reibung und Viskosität in vielen Fällen keine Bewegung erlauben, in welchen sie doch entstehen muß, wenn nur die gegebenen Bedingungen lange genug dauern.

Es ist keineswegs hoch gegriffen, wenn wir annehmen, daß große Differenzen der Temperatur, bei gleichem Salzgehalte also auch der spezifischen Gewichte, der tropischen und Polarmeere seit hunderttausenden von Jahren bestehen; lange genug, um den Widerstand der Reibung und Viskosität zu überwinden und eine Bewegung des Wassers in großen Tiefen nach den Tropen zu bewirken.

Ich behaupte aber, daß diese Bewegung so langsam ist, daß wir sie weder sehen, noch mit unsern Instrumenten messen könnten, wenn es uns möglich wäre, in diese tiefen Schichten hinunterzusteigen. Diese Bewegung wird wahrscheinlich nicht schneller sein als diejenige der Gletscher, was die Engländer treffend durch „creeping flow“ (kriechender Fluß) bezeichnen. Eine Bewegung von 20 km pro Tag ist sehr klein für Meeresströmungen an der Oberfläche, in den Tiefen würde wohl 20 m zu viel sein, also ein Verhältnis der Geschwindigkeiten von mehr als 1000 : 1 bestehen.

Es frägt sich weiter, ob dieses kalte Wasser hauptsächlich von der nördlichen oder von der südlichen Halbkugel stammt. Ich halte das letztere unbedingt für richtig.

Alle tropischen Ozeane haben breite und tiefe Verbindungen mit den Meeren hoher südlicher Breiten, während der Indische Ozean am Wendekreise des Krebses endet und keine direkte Verbindung mit den Meeren hoher nördlicher Breiten hat, der Pazifische nur durch die seichte Beringsstraße mit dem Arktischen Ozeane verbunden ist, und nur der Atlantische mit ihm durch hinlänglich breite und tiefe Meeresteile verbunden ist. Was zeigt uns aber die Tiefseeforschung im Atlantischen Ozeane?

In einer Tiefe von etwa 1000 m ist die Mitteltemperatur unter 35° S. Br. etwa 3°, unter 35° N. Br. etwa 8° und zwar viel höher als selbst unter dem Äquator. Also stammt selbst hier

das kalte Wasser hauptsächlich aus den Meeren der südlichen Halbkugel.

Ehe ich zu der Ursache dieser Verhältnisse übergehe, will ich kurz die Eisbildung auf den Weltmeeren berühren. Wegen des bedeutenden Salzgehaltes sind die Verhältnisse dazu nicht günstig, denn die Temperatur der Maximaldichte ist niedriger, als der Gefrierpunkt und daher wird das Gefrieren nicht durch das Verbleiben kälteren Wassers an der Oberfläche erleichtert, wie bei Süßwasserseen und bei Seen und Meeren mit kleinem Salzgehalte (Kaspi, Aral, Baltisches, Schwarzes Meer), wenigstens wenn das Wasser den gleichen Salzgehalt besitzt. Aber doch bildet sich Eis auf den Meeren. Es frägt sich aber wie? 1. Es ist oft am Anfange der kalten Jahreszeit in den oberen Schichten mehr oder weniger brackiges Wasser, aus den Flüssen und der Eisschmelze stammend; dieses kann leichter sein, selbst wenn es erheblich kälter ist als das untere, salzigere Wasser. 2. Auch wenn dieses nicht der Fall ist, kann sich Eis bilden, wenn die Temperatur der Luft rasch sinkt. Dies ist um so mehr möglich, als sich bei Temperaturen um 0^0 das spezifische Gewicht langsamer ändert, als bei höheren, das Wasser also nicht ein so großes Bestreben hat, sich nach dem spezifischen Gewichte zu ordnen. 3. Wenn Schnee auf Meerwasser fällt, so bewirkt er, durch die entstehende Kältemischung, das Gefrieren. 4. Hat sich einmal Eis gebildet, oder ist es aus Flüssen oder brackigen Meeresteilen gebracht, dann vergrößert es sich von oben wie von unten; von oben durch das Wasser der Wellen und den Wasserstaub, welche auf das Eis gelangen und dort gefrieren, von unten durch Wärmeleitung vom Eise.

Die erste und zweite der genannten Ursachen der Eisbildung sind in viel größerem Maße in den höheren Breiten der nördlichen Halbkugel vorhanden, als auf der südlichen. Die Meere sind seichter und mehr landumringt, sie erhalten mehr Flußwasser, die Temperatur von wenigstens $1^1/_2$ Monaten ist überall über 0^0, so daß viel Eis schmilzt, also bei Beginn des Frostes im Herbste findet sich viel brackiges Wasser an der Oberfläche, welches dann leicht gefriert. Dann erkaltet die Luft sehr auf den Kontinenten und Inseln und Winde von dort tragen viel zu dem Gefrieren des Meerwassers bei.

Einmal gebildet, vergrößert sich das Eis von oben und unten und viele Meere der nördlichen Halbkugel sind so landumringt und seicht, daß Winde und Strömungen das Eis wenig zerbrechen und daher große Flächen, wenn nicht ganz, doch zu sehr großem Teile mit festem Eise mehr als 8 Monate bedeckt sind. Auf das Eis fällt Schnee, dessen Oberfläche, wie auch die Luft, stark erkalten, aber Eis und Schnee, als schlechte Wärmeleiter, schützen das Wasser vor weiterer Erkaltung.

Anders auf der südlichen Halbkugel; von 50° S. Br. bis zum Polarkreise giebt es fast kein Land, also sehr wenig Flußwasser, es fehlen auch die kalten Winde vom Land. Es bildet sich also relativ wenig Eis auf dem Meere und Seeleute haben lange bemerkt, daß das Eis der hohen Südbreiten hauptsächlich aus Eisbergen, in den hohen Nordbreiten, die Nachbarschaft Grönlands ausgenommen, häuptsächlich aus relativ dünnem Feldeise besteht.

Selbst das Eis, welches sich in hohen südlichen Breiten bildet, wird beständig von den starken Winden zerbrochen und bildet keine so zusammenhängenden Eisdecken, als im Norden. Daher sind sehr große Meeresteile der Wirkung niedriger Temperaturen und der Strahlung ausgesetzt, ohne den Schutz zu haben, welchen im Norden Schnee und Eis gewähren. Daher kühlt sich das Wasser stark ab, Konvektionsströmungen führen es in die tieferen Schichten, und dann höchst langsame Unterströmungen in die Tropen, selbst der nördlichen Halbkugel. Wie dauernd hier die Abkühlung ist, ersieht man daraus, daß schon etwas südlich vom 60° S. Br. selbst im Hochsommer die Temperatur an der Oberfläche unter 0° ist.

Alles dieses bewirkt, daß das kalte Wasser hauptsächlich aus höheren Südbreiten stammt, denn hier sind die Verhältnisse einer Abkühlung des Seewassers ohne Gefrieren günstig.

In den letzteren Jahren taucht wieder die Meinung auf, das Eis hoher südlicher Breiten sei hauptsächlich kein Gletschereis, sonder sehr altes Meereis.*) Das Wasser des Meeres solle zu hunderten von Metern Dicke gefrieren und dann abbrechen und in Form der enormen tafelförmigen Eisberge nach den mittleren Breiten schwimmen.

*) Heim, Handbuch der Gletscherkunde. Whitney, climatic changes, Cambridge 1880.

Es ist doch höchst bemerkenswert, daß wir in den uns näher bekannten Meeren der hohen nördlichen Breiten nichts von dieser Anhäufung enorm dicken Meereises finden, sondern jeden Sommer die bei weitem größte Menge des Eises durch Winde und Strömungen zerbrochen und weggebracht wird. Große Anhäufungen solchen Eises, wie in dem, von Nares paleochrystic sea (Alteismeer) genannten Meeresteile, erwiesen sich als Wirkung von Eisschiebung und Pressung.

In höheren Breiten der südlichen Halbkugel sind die Winde viel stärker, und wegen der großen Erstreckung und Tiefe des Meeres wird dessen Wasser viel mehr vom Winde bewegt. Wie sollte denn das Eis Jahrhunderte lang ruhig liegen bleiben und sich vergrößern können?

Die Zeit ist nicht zu niedrig gegriffen, denn je dicker das Eis, desto langsamer geht seine Zunahme vor sich, weil die Leitung immer langsamer wird. Dies ist u. A. aus den Zusammenstellungen der Resultate vieler arktischer Expeditionen durch G. v. Boguslawski zu ersehen. So z. B. in der Discovery Bay in Grinnelland $81^3/_4{}^0$ N. Br.:

	cm	Mitteltemperatur des Monats.
Eisdecke am 30. September	272	
Zunahme d. Eisdecke v. 30. Sept. bis zum 31. Okt.	145	—23.2
„ „ 31. Okt. „ 30. Nov.	104	—28.0
„ „ 30. Nov. „ 31. Dez.	105	—31.5
„ „ 31. Dez. „ 31. Jan.	102	—40.4
„ „ 31. Jan. „ 29. Feb.	58	—37.2.

Es ist leicht zu sehen, daß je dicker die Eisdecke schon ist, desto langsamer die Zunahme erfolgt. Nirgends wurde bisher die Dicke des Eises, welches sich während eines Jahres gebildet hatte, über $2^1/_2$ m gefunden.

Weyprecht hat durch Addieren der Tagesmittel der Temperatur unter 0° und den Vergleich mit der beobachteten Eisdicke in ver-

schiedenen Fällen, dann durch weitere Rechnung folgende Zusammenstellung erhalten:

Summe der Minus-temperaturen.	Eisdicke.	Differenz für jede —1000°
—625	$0_{.63}$	$0_{.47}$
—1250	$0_{.92}$	$0_{.37}$
—1875	$1_{.15}$	$0_{.26}$
—3750	$1_{.60}$	$0_{.20}$
—5000	$1_{.89}$	$0_{.16}$
—6250	$2_{.09}$	$0_{.13}$
—12500	$2_{.94}$	$0_{.076}$
—37500	$4_{.83}$	—

Eine Temperatursumme von —6250 entspricht einer Mitteltemperatur von —23° der 9 Monate September bis Mai, und die Zusammenstellung Boguslawskis zeigt, daß eine solche im Mittel von 20 Stationen in Amerika und dem benachbarten Archipel sich findet, in Discovery Bay ist sie $-27._3°$, die Temperatursumme ist hier also —7450.

Ich schließe daraus, daß Meereis, am Platze gefroren, nicht gepreßt, von einer Dicke von einigen hundert Metern, wie die Eisberge der südlichen Halbkugel, nicht möglich ist.

Der Einfluß des Wassers auf die Milderung der Temperatur infolge seiner großen Wärmekapazität ist allgemein bekannt, aber zu oft wird der Einfluß der Beweglichkeit der Partikel außer acht gelassen, und doch ist er sehr groß. Bei Betrachtung der Ozeane und Meere, mit teilweiser Ausnahme des Baltischen, haben wir den relativ einfachen Fall einer Temperatur über derjenigen der Maximaldichte. Mit sehr wenigen Ausnahmen also wird die Temperatur abnehmen von der Oberfläche ab und die Zunahme der Temperatur an der Oberfläche leichter und schneller vor sich gehen, weil wärmeres Wasser seichter ist und an der Oberfläche bleibt. Bei der Abkühlung werden hingegen Konvektionsströmungen hervorgerufen. Ich folgere daraus, daß im großen und ganzen die Meere die Kälte des Winters in größerem Maße

mildern werden, als die Wärme des Sommers, die Kälte der Polarländer mehr, als die Wärme der Tropen. Die Erwärmung der Oberfläche der Gewässer braucht natürlich mehr Zeit, als diejenige des Bodens. Freilich wird durch die Diathermansie des Wassers nicht allein die Oberfläche, sondern auch eine größere Schicht erwärmt. Dies hindert aber nicht, daß die Oberfläche ziemlich ruhiger, durch kalte Meeresströmungen nicht abgekühlter Gewässer im Mittel des wärmsten Monats sehr warm wird.

Ich habe schon gezeigt, daß die Mitteltemperatur der Oberfläche des Genfer Sees im Juli $20._6°$ ist. In einer recht kontinentalen Region, welche vor dem Einflusse der Meere geschützt ist durch Gebirge, in Kroatien und dem S.-W.-Ungarn, ist die Mitteltemperatur des Juli in derselben Breite, auf die Höhe von Genf reduziert $20._0°$.*)

Im Mittelmeer und der Adria sind an der Oberfläche im Sommer meistens über 25° gefunden worden, im Roten Meere und im Golfe von Siam über 30°, ebenso auch im Stillen Ozeane, nahe am Aequator.

Wenn also gewöhnlich, und zwar mit Recht, auf die abkühlende Wirkung der Meere auf die Sommertemperaturen hingewiesen wird, so ist es, weil sie stark bewegt sind, und dabei eine Mischung der Schichten bis zu einer gewissen Tiefe stattfindet und also die Oberfläche nicht so viel Wärme ansammeln kann, als wenn das Wasser ruhig ist. Im Winter hat die Bewegung des Wassers keinen so großen Einfluß auf die Temperatur der Oberfläche, weil die Abkühlung derselben schon durch Konvektionsströmungen verlangsamt wird.

Die Bewegung des Wassers ist die Hauptursache, warum auf den offenen Ozeanen nirgends außer dem Bereiche warmer Strömungen die Oberfläche des Wassers in derselben Breite so warm im Sommer ist, als im Mittelmeere, und auf der südlichen Halbkugel bewirkt die noch konstantere und stärkere Bewegung der Gewässer eine niedrigere Sommertemperatur.

Ich will jedoch nicht behaupten, daß der Unterschied in der Temperatur der Gewässer beider Halbkugeln nur, oder auch hauptsächlich dadurch bewirkt wäre. Es giebt viele andere Ursachen.

*) Mittel aus Gr. Kanisza und Agram.

Die Passate sind auf der südlichen Halbkugel stärker, unter anderem darum, weil die Ozeane ausgedehnter sind, sie reichen daher auch über den Äquator hinaus. Dies bringt mehr warmes Wasser (durch die Meeresströmungen) in die mittleren Breiten der nördlichen Halbkugel, als in die der südlichen, und dieses Wasser verteilt sich auf einen viel kleineren Meeresraum, dadurch wird die Erwärmung intensiver. Die kälteren Meere der südlichen Halbkugel sind den Niederschlägen in Form von Schnee günstiger, als die wärmeren Meere unserer Halbkugel, es bilden sich in ersterer mehr Firn und Gletscher, welche bis ans Meer reichen. Das Schmelzen der Gletscher kühlt das Wasser ab und so haben wir eine Rückwirkung auf die Ursache.

Die Wirkung der Meeresströme auf die Temperatur der Meere ist so bekannt, daß ich sie hier nicht weiter zu erwähnen brauche, namentlich da sich in der speziellen Beschreibung der Klimate Gelegenheit findet, einzelner Strömungen zu erwähnen. Hier nur einige Bemerkungen zur Berichtigung irriger Ansichten.

Die Meeresströmungen müssen freilich auch die Klimate beeinflussen, aber, außer der Luft über den Strömungen selbst, wird dieser Einfluß sehr von der Windrichtung abhängen. Ist der vorherrschende Wind von einer gegebenen Meeresströmung auf einen gegebenen Ort, so wird die Beeinflussung bedeutend sein, im umgekehrten Falle sehr klein.

Wie oft finden wir folgende Meinung vertreten: „der warme Kuro-siwo giebt dem südöstlichen Japan ein gemäßigtes, warmes Klima." In Wirklichkeit haben wir in Tokio: Januar $2.8°$, Juli $25.0°$, Jahr $13.8°$. Nach der neuesten Zusammenstellung von Spitaler ist die Mitteltemperatur dieser Breite: Januar $8.1°$, Juli $25.5°$, Jahr $16.7°$, in Japan ist die jährliche Amplitude größer als die mittlere der Breite und im Jahresmittel ist Tokio um $3.1°$, im Januar um $5.8°$ kälter als das Mittel der Breite. Wo bleibt also der Einfluß der nahen, warmen Meeresströmung (selbst im Januar 19^0)? Aber im Winter ist die Windrichtung sehr konstant von N. und N.-W., d. h. vom kälteren Inneren, läßt also keine Beeinflussung durch den warmen Meeresstrom zu und befördert, weil klares Wetter bringend, die Ausstrahlung. Edinburg, ganze 20^0 nördlicher gelegen als Tokio und sehr weit von dem wärmsten Teile des Golfstromes entfernt,

hat eine mittlere Januartemperatur von 3°.. Hier sind die Winde vorwaltend S.-W., sie bringen warme Luft vom Atlantischen Ozean und Trübung und Niederschläge.

Den Meeresströmen werden noch andere ungewöhnliche Wirkungen zugeschrieben, so z. B. soll die kalte sogenannte Limanströmung Ursache der niedrigen Wintertemperatur der Küste des Amurlandes sein. Wirklich findet sich hier unter der Breite von Nizza und Florenz eine mittlere Januartemperatur von —15°. Wenn man jedoch bedenkt, daß Eis nur an der Küste vorhanden ist, weiter vom Lande das Meer auch im Winter offen bleibt und die Temperatur seiner Oberfläche nicht unter —3° sinkt, so könnte ein solches Meer keineswegs eine so niedrige Wintertemperatur bewirken, wie sie beobachtet wird. Letztere wird dadurch erzeugt, daß auch an dieser Küste sehr stetige, kalte Monsunwinde aus N. und N.-W. wehen.

Im großen und ganzen können kalte Meeresströmungen die Wintertemperatur nur in den Tropen erniedrigen (wie an den Westküsten von Südafrika und Südamerika), warme Strömungen haben aber eine viel größere Wirkung selbst auf die Sommertemperaturen, wenigstens in höheren Breiten, namentlich dadurch, daß sie die Bildung von Eis verhindern, dessen Schmelzen so abkühlend auf den Sommer wirkt. Von dem Vorhandensein oder dem Fehlen des Eises hängt die Temperatur im Seeklima hoher Breiten hauptsächlich ab, denn nicht nur nimmt das Schmelzen desselben im Sommer viel Wärme in Anspruch, sondern im Winter kann eine große Fläche Eis wie ein Kontinent erkalten. Die für ein Seeklima so hoher Breite warme Temperatur des Sommers an den Küsten Norwegens ist ein Beweis für das oben Bemerkte.

Kapitel 7.

Verschiedenheit der Temperaturverteilung im Festen und Flüssigen und ihr Einfluß auf die Abkühlung des Erdballs.

Im vorigen Kapitel habe ich die Wichtigkeit der Beweglichkeit der Teilchen des Wassers auf die Verteilung der Temperaturen auf demselben bewiesen und die Verschiedenheit des Ganges der Erwärmung und Abkühlung in den Ozeanen gezeigt; die Verschiedenheit beruht auf dem Umstande, daß eine Zunahme der Temperatur der Oberfläche das Gleichgewicht der Wasserschichten noch stabiler macht, als es früher war, während eine Abkühlung das Gleichgewicht stört und Konvektionsstörungen hervorruft. Diese Verhältnisse führen dazu, der Oberfläche der Ozeane und Meere eine höhere Temperatur zu geben, als sie sonst haben würde, indirekt bewirkt sie also auch eine höhere Lufttemperatur über den Ozeanen und in ihrer Nähe.

Ganz verschieden jedoch ist aber die Wirkung dieser Verhältnisse auf die Temperatur der großen Masse der Gewässer der Ozeane; gerade deshalb, weil die Teilchen der Flüssigkeiten beweglich sind, ist hier sehr kaltes Wasser und diese Kälte wird, so zu sagen, fixiert in den Tiefen, außer des Bereiches der wärmenden Sonnenstrahlen, so daß diese mächtigen Schichten der Ozeane nur durch den langsamen Prozeß der Leitung Wärme erhalten können und zwar von oben, d. h. von der Oberfläche der Gewässer und von unten, von dem Boden derselben.

Es ist also nicht zu bezweifeln, daß die Erdkugel durch ihre Ozeane eine enorme Menge Wärme verloren hat, namentlich wenn man nach absoluten Einheiten, d. h. nach Kalorien, rechnet, und daß dieser Wärmeverlust hauptsächlich durch die Ozeane höherer südlicher Breiten bewirkt wird. Von dort stammt die größere Menge des kalten Wassers, welche etwa $^4/_5$ der Tiefe der tropischen Ozeane erfüllt.

Sehr verschieden ist der Gang der Erwärmung und Abkühlung des Festlandes. Die Sonnenstrahlen erwärmen direkt nur die Oberfläche und nicht eine Schicht von einer gewissen Tiefe, wie in den Gewässern; von der Oberfläche aus verbreitet sich die Wärme nach unten nur durch Leitung; bei der Abkühlung ist es ebenso; es kühlt sich die Oberfläche der Felsen, des Bodens oder des darauf gefallenen Schnees ab, aber bei der Unbeweglichkeit der Teilchen entstehen dabei keine Konvektionsströmungen, also werden die unter der Oberfläche gelegenen Schichten des Festlandes nicht so direkt in Mitleidenschaft gezogen, wie bei der Abkühlung der Gewässer und die niedrige Temperatur der Oberfläche wird den darunter liegenden Schichten nur langsam, durch Leitung, mitgeteilt, wobei noch der Umstand wichtig ist, daß die Stoffe, welche die feste Rinde des Erdballs bilden, ein geringeres Leitungsvermögen besitzen als das Wasser. Je mehr die Oberfläche abgekühlt wird, desto langsamer ist ihr weiterer Wärmeverlust durch Strahlung in den Weltraum, nach dem bekannten Newtonschen Gesetze. Also wird der Wärmeverlust des Festlandes, nach Kalorien gemessen, gerade dadurch verlangsamt, daß die Oberfläche eine sehr niedrige Temperatur annehmen kann. Der Schnee, welcher fast überall auf dem Boden vorhanden ist, bei Temperaturen unter 0°, strahlt die Wärme wohl schneller aus als der Boden, schützt denselben aber, als sehr schlechter Wärmeleiter, vor großer Abkühlung.

Wie verschieden auch die Hypothesen über die Beschaffenheit des Erdinnnern sind, darüber ist keine Meinungsverschiedenheit vorhanden, daß der Erdball in längst vergangenen Zeiten viel wärmer war als jetzt, daß also ein großer Wärmeverlust stattfinden mußte, ehe der Erdball zu seinen jetzigen Wärmeverhältnissen gelangte. Es frägt sich aber, ob dieser Verlust hauptsächlich durch das Festland oder durch die Gewässer zu stande kam?

Wegen der Unbeweglichkeit der Teilchen konnte sich der Wärmeverlust des Festlandes nur sehr langsam von der Oberfläche abwärts mitteilen und die aprioriſchen Gesichtspunkte werden durch Beobachtungen vollständig gestützt. Überall wurde gefunden, daß die Temperatur auf dem Festlande mit der Tiefe zunimmt, und zwar im Mittel ziemlich rasch, so daß ungefähr eine Zunahme von 3° C auf 100 m Tiefe angenommen werden kann, in der unseren Beobachtungen bis jetzt zugänglichen oberen Schicht von etwas über 1000 m. Dies zeigt uns, wie wenig die Abkühlung des Festlandes noch vorgeschritten ist. In Jakutsk, dem einzigen Orte höherer Breiten, für welchen Beobachtungen über die Bodentemperatur bis über 100 m Tiefe vorhanden sind, ist dieselbe wohl sehr tief an der Oberfläche, nimmt dann aber sehr rasch zu, viel rascher als in niedrigeren Breiten, sie ist z. B. im Jahresmittel $-11._2°$ in 2 m Tiefe, und $-3._0°$ in 116 m; nimmt also um $7._3°$ per 100 m Tiefe zu, so daß nach den Berechnungen Middendorfs die 0-Temperatur in 189 m Tiefe erreicht würde.

Ich habe die Bodentemperatur von Jakutsk und diejenige im Bohrloche von Speerenberg bei Berlin auf der Tabelle I graphisch dargestellt. An letzterem Orte wurden die Beobachtungen bis 1064 m Tiefe gemacht, wo sich eine Temperatur von $46._5°$ fand; für größere Tiefen, wohin die Beobachtungen nicht reichen, wurde die Temperatur durch Extrapolation gefunden und durch gebrochene Linien dargestellt.*) Zum Vergleiche stellte ich auch die Temperatur der Gewässer, und zwar des Pacifischen Ozeans unter dem Äquator und des Mittelmeeres unter 32° N. Br. dar. Ebenso auch für alle Orte außer Jakutsk**) die Lufttemperatur bis zu 1000 m Höhe. In einem idealen Perpendikel, welches die Fläche des Festlandes schneidet, haben wir, bis zu einer Höhe von 1000 m über der Fläche derselben folgendes:

Die Temperatur nimmt zu, wobei die mittlere Zunahme in der unteren Schicht zu etwa $0._{55}°$ per 100 m angenommen werden

*) Die Art der Konstruktion der Tabelle ist in dem Abschnitte „Erklärung der Karten, Tabellen ꝛc." angegeben.

**) Für Jakutsk wurde die Lufttemperatur nicht dargestellt, weil uns nichts über die Änderungen der Temperatur mit der Höhe in einem solchen Klima bekannt ist.

kann; bei Erreichung der Fläche des Festlandes ändert sich das Maß der Zunahme; sie wird etwa 6-fach rascher, was auf der Tabelle durch eine scharfe Wendung in der Linie leicht bemerkbar ist, also haben wir in unserem idealen Perpendikel beständig eine Zunahme der Temperatur, nur ist das Maß derselben sehr verschieden, langsamer in der Luft, rascher in den Schichten des Festlandes.

Denken wir uns ideelle Perpendikel, welche die Meeresflächen schneiden. Hier haben wir auch anfangs eine Zunahme der Temperatur, nahezu in demselben Maßstabe, wie in der Luft über dem Festlande; jedoch, nachdem die Oberfläche des Wassers erreicht wird, so sinkt die Temperatur rasch, rascher noch, als sie in der Luft zunahm, dann viel langsamer. Auf der Tab. I ist dies auch sehr gut zu sehen durch eine scharfe Wendung der Linie, nur in entgegengesetztem Sinne von derjenigen, welche an der Oberfläche des Festlandes erscheint. Es ist jedenfalls klar, daß die Abkühlung des Festlandes viel oberflächlicher gewesen ist, als diejenige der Meere.

Es frägt sich jetzt, ob die Temperatur der Erde schon einen Gleichgewichtszustand erreicht hat, ob also die Zustrahlung der Wärme durch die Sonne und die Leitung der Wärme aus dem Erdinneren mit der Ausstrahlung in den Weltraum sich das Gleichgewicht halten. Die meisten Gelehrten, die sich mit diesem Gegenstande beschäftigt haben, sind der Meinung, daß ein solcher Gleichgewichtszustand wirklich besteht. Was die Festländer betrifft bin ich damit ganz einverstanden; wir haben einen weiteren Beweis in der Unveränderlichkeit der Temperatur in den tiefen Kellern des Pariser Observatoriums seit dem Ende des XVII. Jahrhunderts.

Die Unveränderlichkeit dreier Bedingungen für eine lange Zeit vorausgesetzt: 1) der Menge der im Jahre erhaltenen Sonnenwärme, 2) der Diathermansie der Atmosphäre, 3) der Temperatur des Himmelsraumes, ist es auch a priori wahrscheinlich, daß die Temperatur der Erdkruste einen Gleichgewichtszustand erreicht hat, während das heiße Erdinnere noch sehr langsam Wärme verliert, und zwar mußte die Sache so zusammenhängen, daß, je kleiner die Menge der erhaltenen Sonnenwärme und je größer die Ausstrahlung war, desto niedriger die Temperatur der Oberfläche des Bodens sinken mußte, damit ein Gleichgewichtszustand erhalten wurde zwischen der erhaltenen und durch Ausstrahlung verlorener

Wärmemenge. Je nach der Breite und anderen Umständen, welche die Einnahme und Ausgabe der Wärme beeinflußten, wurde dieser Gleichgewichtszustand bei sehr verschiedenen Temperaturen erreicht. In den wärmsten Teilen der Erde wurde sie bei einer Jahrestemperatur der Oberfläche von 30° und in den kältesten von —20° erreicht.

Sollte sich die Menge der erhaltenen Sonnenwärme vermindern, so würde die Temperatur der Bodenoberfläche sinken, bis bei einer niedrigen Temperatur das Gleichgewicht wieder hergestellt sein würde. In derselben Richtung müßte sich die Temperatur der Oberfläche verändern bei Abnahme der Temperatur des Himmelsraumes und bei Zunahme der Diathermansie der Luft.

Es sind also bei den Festländern durch die Unbeweglichkeit der Teilchen Verhältnisse gegeben, welche ziemlich rasch zu einem Gleichgewichte der Temperatur in der Erdkruste führen und nur einen kleinen Verlust der Temperatur der tieferen Schichten durch Leitung bestehen lassen.

Es ist also sehr wahrscheinlich, daß die äußere Erdkruste keine Wärme mehr verliert.

Anders ist es mit den Meeren. Hier ist keine solche Anpassung an die Verhältnisse durch eine relativ rasche Veränderung der Temperatur der Oberfläche vorhanden, wenigstens nicht bei Abnahme der Temperatur. Denn bei dieser kühlt sich nicht nur die Oberfläche, sondern durch Konvektionsströmungen eine viel mächtigere Schicht ab. Die Temperatur der Oberfläche vermindert sich wenig und daher dauert die Wärmeabgabe durch Strahlung, nach Kalorien gemessen, viel ungehinderter fort als bei dem Festlande. Wenn nun große Meeresbecken mit einander in Verbindung stehen, so daß also noch ein Abfluß der kältesten Schichten am Grunde vor sich geht, wie in den Ozeanen unserer Erde, so giebt dies noch günstigere Verhältnisse für die Abkühlung.

Letztere ist auf den Meeren der Erde schon so weit vorgeschritten, daß die ganze Wassermasse der tropischen Ozeane auf 4° abgekühlt ist; anders ausgedrückt, dort, wo die Temperatur der Oberfläche des Wassers nie unter 25° sinkt, sind etwa $^3/_4$ der ganzen Masse mit Wasser von unter 4° erfüllt.

Wahrscheinlich geht die Abkühlung jetzt nicht mehr durch die tropischen Ozeane, die Unveränderlichkeit der drei oben erwähnten

Bedingungen vorausgesetzt, vor sich. Hier ist die Änderung der Temperatur im Jahre sehr klein, und es können also keine mächtigen Konvektionsströmungen entstehen.

Anders ist es jedoch für die Meere höherer Breiten, namentlich der südlichen. Es ist wahrscheinlich, daß hier das Gleichgewicht noch nicht erreicht ist, und daß sie noch immer, wenn auch sehr langsam, Wärme verlieren und daß die von ihnen ausgehenden Unterströmungen die Masse der Gewässer niederer Breiten abkühlen. Wahrscheinlich äußert sich diese Abkühlung zweifach: 1. durch eine Verminderung der Temperatur am Grunde; 2. durch eine Vermehrung der Masse der kalten Gewässer. So kann die Abkühlung noch lange fortdauern, ohne einen großen Einfluß auf die Temperatur der Oberfläche und das organische Leben der geringeren Tiefen und der Meeresküsten zu äußern.

Werden wir im stande sein, durch Beobachtungen zu beweisen, daß diese Abkühlung wirklich fortdauert? Die jetzigen Methoden der Tiefseeforschung sind zu wenig genau dazu, aber wenn wir bedenken, daß nahezu alles, was wir von den Meerestiefen wissen, in den letzten 18 Jahren erforscht wurde, so ist wohl Hoffnung vorhanden auf eine weitere Verbesserung der Methoden, welche in nicht ferner Zukunft zu dem gewünschten Ziele führen wird; dann könnten wir uns an die thermische Bilanz der Erdkugel wagen in den Grenzen, in welchen sie unseren Beobachtungen zugänglich ist, und annähernd nach Kalorien berechnen, wie viel Wärme der Erdball verloren hat, seit der Zeit, wo er eine Temperatur von 100° besaß, und in welchem Grade das Festland und die Gewässer an diesem Verluste teilgenommen haben. Natürlich wäre es nötig, die jetzige kleine Kalorie durch eine viel größere Einheit zu ersetzen, etwa durch die Menge, welche ein cbklm Wasser von 0° auf 1° erwärmen kann. Diese Vergrößerung der Einheit ist nötig, um nicht mit zu großen Zahlen rechnen zu müssen. Die Aufgabe würde in drei Hauptteile zerfallen:

1) Die Erforschung der Ausdehnung, der Tiefe und der Temperatur der Meere ꝛc.

Hier sind die Hauptmethoden schon vorhanden, es bleibt also nur ihre Vervollständigung übrig durch zahlreiche Arbeiten und große Geldmittel. Etwas größere Schwierigkeiten bieten nur diejenigen

Meere der höheren Breiten, wo Eis die Schiffahrt erschwert. Wenn wir jedoch in Betracht ziehen, daß der unerforschte Teil der Meere der nördlichen Halbkugel klein ist und daß die großen bahnbrechenden Entdeckungen in hohen südlichen Breiten vor mehr als 40 Jahren und in Segelschiffen gemacht wurden, so ist natürlich große Hoffnung vorhanden, daß bei Gebrauch des Dampfes und überhaupt der uns bekannten wissenschaftlichen und technischen Hilfsmittel jetzt viel mehr erreicht werden kann.

2) Die Erforschung der Ausdehnung und Masse von Schnee und Eis in seinen verschiedenen Formen.

Wichtig ist das Eis in dieser Frage, weil seine Entstehung auf einen Wärmeverlust deutet. Das Meereis hat keine sehr große Wichtigkeit, ebenso wenig auch die Gletscher der Gebirge; wichtig in dieser Frage sind besonders die großen kontinentalen Eismassen, wie sie auf der nördlichen Halbkugel in Grönland, auf der südlichen jenseits des 70° S. Br. erscheinen. In der letzteren Gegend ist wohl jedenfalls die größte Eismasse der Erde vorhanden, doch bietet ihre Erforschung natürlich sehr große Schwierigkeiten.

3) Die Erforschung der Bestandteile und der Temperatur der Erdkruste, sei es nur bis zu 1000 m Tiefe.

Hier sind auch die Schwierigkeiten und namentlich die Kosten sehr bedeutend, daher ist wenig Hoffuung vorhanden, daß sie schnell vor sich gehen wird. Jedenfalls werden die Materialien zu diesen Forschungen immer zahlreicher werden. Wenn erst einmal eine Reihe von Beobachtungen und selbst sehr annähernde Zahlen für eine bestimmte Zeit vorliegen, so wird deren Wiederholung nach einigen Jahren auf die stattgefundenen Veränderungen hinweisen. Eine Zunahme der Masse der kalten Gewässer der Ozeane, eine Abnahme ihrer Temperatur, eine Zunahme der Eismassen werden eine in der gegebenen Zeit stattgefundene Abkühlung des Erdballs anzeigen und umgekehrt.

Kapitel 8.

Die täglichen und jährlichen Änderungen der Temperatur der Luft.

Indem die Erde sich um ihre Achse dreht, ändert sich natürlich die Lage gegen die Sonne und die Menge der von der Sonne erhaltenen Wärme. Dies ist die erste Ursache der täglichen Änderungen der Temperatur, je nachdem mehr oder weniger Wärme von der Sonne erhalten wird, oder auch gar keine.

Die tägliche Periode der Lufttemperatur ist eine einfache, d. h., sie hat ein Maximum und ein Minimum am Tage, die Differenz derselben nennt man gewöhnlich tägliche Amplitude, die Änderungen im ganzen tägliche Periode.

Ich gebe im folgenden eine gedrängte Übersicht der wichtigsten Umstände, welche auf die tägliche Amplitude und Periode wirken, und verweile nur etwas länger bei solchen Punkten, denen bis jetzt keine genügende Aufmerksamkeit zu teil wurde.

Diese Umstände sind: 1. die Breite und Jahreszeit; 2. die Unterlage, auf welcher die Luftsäule ruht; 3. die Entfernung von dieser Unterlage; 4. die nähere Beschaffenheit der festen Unterlage; 5. die größere oder geringere Diathermansie der gasförmigen Bestandteile der Luft; 6. die Beimischung von Wasser in Wasserteilchen in flüssiger oder fester Form (Wolken, Nebel), deren Höhe, Dichte ꝛc.; 7. die Beimischung anderer fester Teile (Staub, Rauch ꝛc.).

Der Einfluß der Breite und Jahreszeit ist so allgemein anerkannt, daß ich nur weniges darüber zu bemerken habe. Die tägliche Amplitude ist die Differenz zwischen der höchsten Temperatur, welche einige Zeit nach Mittag erreicht wird, wenn die zu- und ausgestrahlte Wärme gleich werden und der niedrigsten gegen Sonnenaufgang; natürlich muß sie von der Zeit, während welcher die Sonnenstrahlen den gegebenen Punkt erwärmen, wie auch von der Sonnenhöhe abhängen. Also wächst sie nicht der am Tage erhaltenen Sonnenwärme proportional, denn wenn die Nacht zu kurz ist zur Ausstrahlung der ganzen am Tage erhaltenen Wärme, dann erfolgt eine Ansammlung von Wärme, wie sie regelmäßig vom Winter zum Sommer vorsichgeht und zwar je höher die Breite, desto mehr unter sonst gleichen Verhältnissen. Also sind die höheren Breiten schon darum einer großen täglichen Amplitude, selbst im Sommer, nicht günstig, weil dort in dieser Jahreszeit die Tage so lang sind. Besonders bei der nicht untergehenden Sonne jenseits der Polarkreise sind die Verhältnisse viel mehr einer Ansammlung der Wärme, als einer großen täglichen Amplitude günstig, ja an den Polen muß sie ganz fehlen, das Jahr ist der Tag der Pole. Die in allen Jahreszeiten geringe Sonnenhöhe hoher Breiten ist natürlich auch einer großen Amplitude nicht günstig.

Der Äquator ist der Breitegrad, wo, unter sonst gleichen Bedingungen, die größte tägliche Amplitude zu erwarten ist, denn die Sonnenstrahlen fallen während des ganzen Jahres unter einem bedeutenden Winkel ein und die Nacht ist immer lang genug, fast 12 Stunden.

Was die Periode betrifft, so hängt sie natürlich von Breite und Jahreszeit ab, und zwar ist im Mittel die Zeit der zunehmenden Temperatur kürzer, als der abnehmenden, die Sommermonate höherer Breiten ausgenommen; in diesen Breiten ist dafür im Winter die Zeit der Zunahme besonders kurz.

Aus der großen Wärmekapazität des Wassers folgt, daß es sich viel langsamer erwärmt und abkühlt als andere Stoffe, und daß, da die Temperatur der Luft in sehr großem Maße von der Unterlage abhängt, ihre tägliche Amplitude über Gewässern kleiner

sein muß, als über Festland. Die Verdunstung mildert die Erwärmung der Gewässer noch mehr.

Daher ist die tägliche Amplitude auf offenem Ozeane kleiner als 2°. Was die Periode betrifft, so ist sie dadurch charakterisiert, daß das Maximum früher eintritt, z. B. auf tropischen Ozeanen schon gegen Mittag, statt gegen 2 p. m., wie auf den tropischen Kontinenten.

Bei der Wärmekapazität des Wassers hätte man eher das Gegenteil erwarten können, wie denn in der jährlichen Periode sich die Zeiten der Maxima und Minima auf den Meeren und an deren Ufern verspäten.

Aus dem frühen Eintritte des Maximums auf tropischen Ozeanen folgere ich, daß wir darin die Folge der Erwärmung der Luft selbst und nicht der Unterlage vor uns haben. Und wirklich, die Luft in diesen Gegenden ist so reich an Wasserdampf, welcher weniger diatherman ist als trockene Luft, und der Temperaturunterschied zwischen Minimum und Maximum ist so klein, daß es ganz zulässig ist, hier an eine direkte Erwärmung zu denken. *)

Was das Festland betrifft, so hängt hier natürlich viel von der Beschaffenheit desselben ab, namentlich aber von dem größeren oder geringeren Gehalte an Wasser, welches durch Wärmekapazität und Verdunstung die Amplitude mildert. Daher die große Amplitude über Sandwüsten, denn die Oberfläche des Sandes trocknet rasch. Näheres über die Festländer folgt bei Betrachtung der Lokalverhältnisse.

Ich habe oben die geringere Diathermansie des Wasserdampfes erwähnt, jedenfalls aber bin ich kein Anhänger der Hypothese Tyndalls, welcher diesem Umstande eine zu große Tragweite beimißt und zwar, weil bei seinen Beobachtungen und Versuchen oft Kondensation eintrat und also die Diathermansie

*) Die auf tropischen Ozeanen auch an bedeckten Tagen große Tagschwankung des Luftdruckes (s. Kap. 10) — eine hauptsächlich thermische Erscheinung — zeigt, daß selbst die Schicht über den Wolken sich erwärmt.

des Waſſers in flüſſiger Form gemeſſen wurde, welche ſehr viel größer iſt, als diejenige des Waſſerdampfes.

Aus Neumayers Beobachtungen in Melbourne*) über nächtliche Radiation in Melbourne folgt, daß ſie viel größer iſt bei großer relativer Feuchtigkeit, nicht bei abſoluter, wie aus der Tyndallſchen Hypotheſe folgen würde. Bei großer relativer Feuchtigkeit kommen leicht auch ſolche Formen der Kondenſation vor, welche dem Auge nicht als Wolken oder Nebel ſichtbar ſind.

In vielen warmen, trockenen Gegenden iſt die tägliche Amplitude der Temperatur ſehr groß, bei bedeutender abſoluter Feuchtigkeit. So iſt z. B. nach Angot**) die Amplitude in Biskra, Algeriſche Sahara, $17._0°$ im Juli und $17._7°$ im Auguſt, während der Dampfdruck 12 mm und darüber beträgt, alſo bedeutend mehr als im Sommer in Mitteleuropa.

Wichtiger iſt alſo der kondenſierte Waſſerdampf, welcher in kleinen Tröpfchen oder Eiskriſtallen in der Luft ſchwebt — anders ausgedrückt — die Bewölkung. Jedoch iſt natürlich die Dichte der Wolkenſchicht reſp. Schichten ſehr wichtig, namentlich für die Einſtrahlung, während die Ausſtrahlung auch ſehr beeinflußt wird durch die Höhe, in welcher die Wolken ſchweben, denn je höher, deſto kälter iſt dieſe Schicht, deſto mehr Wärme kann die Oberfläche des Bodens durch Ausſtrahlung gegen dieſelbe verlieren.

Deshalb iſt der Vorgang Weilenmanns beachtenswert, bei Vergleich verſchiedener Stationen den Einfluß der Bewölkung dadurch zu eliminieren, daß, wenn α die tägliche Amplitude, β die Bewölkung bedeutet, er $\frac{\alpha . \beta}{10}$ erhält.

Wenn jedoch der Himmel unbewölkt iſt, ſo wird der obige Ausdruck $= 0$, ein unſinniges Reſultat, und bei kleinen Graden der Bewölkung differiert das Reſultat überhaupt zu ſehr, weshalb ich den Ausdruck $\frac{\alpha\ (\beta \times 2)}{10}$ vorſchlage.

So z. B. betrug in St. Petersburg im Mai 1875 die tägliche

---

*) Met. Obs. at the Flagstaff Observatory. Mannheim 1867.
**) Climat de l'Algerie.

Amplitude*) $6.7°$, die mittlere Bewölkung $4.6°$, im Mai 1876 die tägliche Amplitude $4.6°$, die mittlere Bewölkung $7.6°$.

Nach der ersten Methode erhalten wir im Mai 1875: $3.1°$ im Mai 1876: $3.5°$; nach der zweiten im Mai 1875: $4.4°$, im Mai 1876, $4.4°$. Im Juni 1876 betrug die tägliche Amplitude $8.7°$, die mittlere Bewölkung $3.7°$, im Juni 1871 die tägliche Amplitude $5.9°$, die mittlere Bewölkung $6.9°$. Nach der ersten Methode erhalten wir im Juni 1876: $3.2°$, im Juni 1871: $4.1°$; nach der zweiten im Juni 1876: $5.0°$, im Juni 1871: $5.2°$. Also jedenfalls giebt die zweite Methode, wo α ($\beta \times 2$) genommen wird, bessere Resultate.

Außer der Bewölkung wird die Luft auch durch schwebenden Staub, Rauch ꝛc. getrübt. Diese mindert ihre Diathermansie und daher auch die tägliche Amplitude. Die Luft ist besonders da frei von solchen suspendierten Partikeln, wo Schnee auf dem Boden liegt, d. h. einen großen Teil des Jahres in hohen nördlichen Breiten, im Winter bis 45^0 und 40^0 auf den Kontinenten, das ganze Jahr in den höchsten südlichen Breiten und einigen Hochgebirgsregionen. In denselben Gegenden und Jahreszeiten ist die Luft auch frei oder fast frei außer von dem Staube, welcher vom Boden aufgewirbelt wird, auch von organischen Staubteilen, welche namentlich in wärmeren Gegenden und Jahreszeiten in relativ bedeutenden Massen vorkommen. Vom Boden aufgewirbelter Staub bildet in vielen trockenen Gegenden einen beständigen Bestandteil der Atmosphäre, so daß auch bei Mangel an Wolken die Luft trüb ist. So ist es namentlich in Innerasien und zwar ist nach von Richthofen dieser Staub ein geologisches Agens von nicht geringer Bedeutung, da von ihm die mächtigen Lößablagerungen herrühren.

Je weiter von der Oberfläche des Festlandes, desto kleiner muß die tägliche Amplitude der Temperatur werden, denn desto entfernter ist die Luft von dem Medium, welches sich in der Mitte des Tages stark erwärmt, in der Nacht stark erkaltet. Außerdem nimmt auch der Wasserdampfgehalt der Luft mit der Höhe ab, also kann die Luft weniger durch die Sonnenstrahlen direkt erwärmt werden.

Über den Meeren ist die letzte Ursache die wichtigste.

---

*) Ganze Stunden.

Die größten Unterschiede finden sich in den dem Boden nächsten Luftschichten. Ich erwähne dreier Beobachtungsreihen, welche leicht vergleichbare Resultate geben, wobei ich bemerke, daß bei den folgenden Differenzen solche ohne Zeichen bedeuten, daß es oben wärmer, mit —, daß es oben kälter ist:

Pulkowa bei Petersburg: P_1 Thermometer 1.9 m über dem Boden, P_2: 26.3 m.

Kew bei London: K_1 : 6.9 m, K_2 : 39.9 m.

Alipur bei Calcutta: A_1: 1.5 m, A_2: 12.2 m.

Pulkowa.**)

Differenz P_1—P_2.

1 p. m.

	Mittel.	Klare Tage.*)
Dezember und Januar.	·10	·71
April	—·20	—·23

	8 a. m.	1 p. m.		8 p. m.	
	Mittel.	Mittel.	Klare Tage.	Mittel.	Klare Tage.
Mai, Juni, Juli	— 50	—·50	—·61	·37	·57
August, Septbr.	—·23	—·40	—·44	·70	1·12

*) Bewölkung 0 bis 4.

**) Hier sind überall die 0 bei ganzen Zahlen ausgelassen.

Kew.*) Differenz $K_1 - K_2$.

Differenz im Tagesmittel:

Winter $0._{21}$; Sommer $-0._{40}$.

	Winter.		Sommer.	
	3 p. m.	9 p. m.	3 p. m.	9 p. m.
Mittel	—·14	·39	—·52	·49
Bei Cyklonen	—·16	·06	—·37	·47
„ Anticyklonen	·03	·86	—·49	1.17
„ klarem Himmel	—·20	·48	—·65	·61
„ bedecktem „	—·23	·06	—·38	·28
„ Nebel	·26	1.56	(1)	2.30

In Kew war die mittlere tägliche Amplitude:

K_1	Januar:	$5._2$	Juli:	$10._1$
K_2	„	$4._6$	„	$8._6$.

Die größte Differenz $K_1 - K_2$ fand während eines dichten Nebels statt.

Alipur.*) Differenz $A_1 - A_2$

	Tagesmittel.	$5^3/_4$ a. m.	$1^3/_4$ p. m.	$9^3/_4$ p. m.
Januar	·88	1.50	—·78	2.0
Mai	—·11	·17	—·68	·17
August	—·17	·11	—·68	0

Aus den oben gegebenen Beobachtungen sind folgende Schlüsse zu ziehen:

*) Hier ist überall die 0 bei ganzen Zahlen ausgelassen.

1. Die tägliche Amplitude verringert sich bedeutend selbst bei kleiner Entfernung vom Boden. 2. Diese Abnahme ist größer bei klarem Wetter, welches eine bedeutende Erwärmung des Bodens und der ihm nächsten Schichten am Tage und Erkaltung in der Nacht hervorruft. 3. Die Temperatur ist höher in der Nähe des Bodens (wenn derselbe nicht mit Schnee bedeckt ist) und nimmt nach oben ab von einigen Stunden nach Sonnenaufgang bis einige Stunden vor Sonnenuntergang. 4. Dieser Unterschied ist so groß, daß er einen labilen Gleichgewichtszustande der Luftschichten*) verursachen muß. 5. Er ist im ganzen größer bei klarem Wetter. 6. In der Nacht und einige Zeit vor Sonnenuntergang und nach Sonnenaufgang ist die Temperatur in der Nähe des Bodens niedriger, als in einiger Höhe darüber. 7. Diese Differenz ist bedeutend größer bei klarem Wetter und schwachem Winde, in der Umgegend von London bei Nebel, in Indien in der kühlen trockenen Jahreszeit. 8. Wenn Schnee auf dem Boden liegt, steigt die Temperatur mit der Höhe selbst in der Mitte des Tages, besonders bei klarem Wetter und ruhiger Luft (in der Nähe des Bodens kann auch Nebel dabei sein). 9. Im Winter und Herbst steigt selbst die Mitteltemperatur mit der Höhe bis zu einiger Entfernung vom Boden, im Sommer sinkt sie. 10. Also haben wir gewöhnlich während mehrerer Stunden zwischen dem kalten Boden und den ihm nächsten kalten Luftschichten und den kalten Schichten höher hinauf eine wärmere Luftschicht, durch welche die Wärmestrahlung des Erdbodens geht.

Von Beobachtungen in Ballons captifs, welche eine größere vertikale Schicht umfassen, gebe ich diejenigen von Glaisher im Parke von Chelsea bei London und auf Coney Island bei New-York. In beiden Fällen werden die Differenzen für bestimmte Höhenschichten in Graden nach Fahrenheit angegeben, die Änderung der Temperatur in der Vertikalen in Celsiusgraden pro 100 m.

---

*) Ein indifferentes Gleichgewicht würde eintreten, wenn die Differenz $P_1 - P_2$ nicht über -0.24^0, $K_1 - K_2$ nicht über -0.33^0, $A_1 - A_2$ nicht über -0.11^0 wäre. Aus den Tabellen ist zu ersehen, daß die Differenzen $A_1 - A_2$ in allen drei gegebenen Monaten darüber sind, $K_1 - K_2$ im Sommer, $P_1 - P_2$ im Mai bis September.

Chelsea.*)

	Klare Tage.						Bedeckte Tage.				
	11—12 a. m.	3—4 p. m.	4—5 p. m.	5—6 p. m.	6—7 p. m.	7—7½ p. m.	3—4 p. m.	4—5 p. m.	5—6 p. m.	6—7 p. m.	7—7½ p. m.
Zwiſchen 0—100 E. Fuß	1.0	1.5	1.1	.9	.5	0	1.2	1.2	.6	.5	.5
„ 100—200 „	.9	.8	.7	.6	.5	.1	.9	.6	.6	.6	.5
„ 200—400 „	1.3	1.4	1.2	1.2	1.0	.7	1.2	1.1	1.2	1.0	.9
„ 400—600 „	1.6	1.1	1.1	1.1	.9	.6	.8	.8	.10	.9	.10
„ 600—800 „	1.4	1.0	.9	.8	.8	.8	.9	.8	.10	.9	.9
„ 800—1000 „	1.1	.9	.8	.7	.7	.5	.9	.8	.9	.9	.10
Temperaturveränderung in C.° auf 100 m zwiſchen dem Boden und 1000 E. Fuß.	1.40	1.16	1.0	.90	.74	.46	1.05	.90	.90	.81	.81

*) 0 iſt bei ganzen Zahlen ausgelaſſen.

Coney Island.*)

Temperaturänderung in C.° auf 100 m zwischen Höhen von	Tage und Stunden. 10. August. $1^1/_4$ p. m.	$3^1/_4$ p. m.	$5^3/_4$ p. m.	11. August. $2^1/_4$ p. m.	12. August. $10^3/_4$ a. m.	13. August. $11^3/_4$ a. m.
0— 500 E. Fuß	1·28	1·39	1·57	2·23	·66	5·71
0—1000 „	·95	1·07	1·17	1·57	·58	1·70
100—1200 „	·59	·95	·83	·88 **)	·35	·53
Seebrise hört auf in Höhe von E. Fuß.	400	500	keine Breite.	825	600	650

Die Beobachtungen von Chelsea zeigen uns, wie viel regelmäßiger die Änderung der Temperatur mit der Höhe an klaren, als an bedeckten Tagen vor sich geht. An letzteren ist die Änderung in den wärmsten Stunden nicht so groß, gegen Sonnenuntergang nicht so klein.

Die Beobachtungen auf Coney Island zeigen, daß hier das labile Gleichgewicht nur in der Nähe des Erdbodens existiert; zwischen 100—1200 Fuß ist die Änderung immer eine solche, welche einem stabilen Gleichgewichte entspricht. Aber man muß sich hüten, zu generalisieren und diese Schlüsse auf kontinentale Gegenden auszudehnen. Bei New-York ist das Meer nahe und es erhebt sich am Tage eine Seebrise, welche die Luft abkühlt.

Es ist noch eine allgemeine Beobachtung zu machen. Sind die unteren Luftschichten wärmer, so kann die Differenz nicht über 1° C. für 100 m steigen, ohne Konvektionsströmungen zu veranlassen; je kälter hingegen die unteren Schichten, desto stabiler ist das Gleichgewicht. Die Erkaltung der unteren Schichten ist also viel dauerhafter als ihre Erwärmung und kann auch andauern, nachdem die Ursache nicht mehr wirkt, nicht aber eine Erwärmung

*) Temperaturänderungen immer minus, d. h. höhere Schichten kälter. 0 und minus sind der Bequemlichkeit wegen ausgelassen.

**) 100—1000 Fuß.

über die Grenzen des indifferenten Gleichgewichtes. So sehen wir denn, daß eine solche noch vor Sonnenuntergang aufhört, d. h., sobald die Sonnenstrahlen schräg auffallen und den Boden nicht mehr stark erwärmen.

Interessant sind auch die Resultate der Beobachtungen Professor Hambergs in und bei Upsala an klaren Sommernächten; es wurde am Observatorium, welches auf einem kleinen Hügel 20 Fuß über dem benachbarten Thale liegt, und in diesem beobachtet.

Temperaturdifferenz.
(Ohne Zeichen: oben wärmer)

	Nächte ohne Tau		Nächte mit Tau	
	9 p.m.	3 a.m.	9 p.m.	3 a.m.
Thal-Observatorium, am Boden	1.7	0.3	0.5	0.4
Observatorium 0—16 Fuß	1.7	1.0	1.9	1.3
Thal 0—16 Fuß	3.2	1.2	2.1	1.3

Es war also eine Temperaturzunahme mit der Höhe vorhanden in der Vertikalen, wie auch bei Vergleich des Hügels mit dem benachbarten Thale.

Ich gehe jetzt über zu der Frage des Einflusses der topographischen Lage auf die tägliche Amplitude und Periode der Temperatur. So lange es sich um unbedeutende Unebenheiten handelt, werden die Verhältnisse folgende sein: In klaren Nächten, bei Windstille oder schwachem Winde hat 1. die kälteste und schwerste Luft, welche an den Gehängen erkaltet ist, das Bestreben, in die Thalsohle zu sinken und dort zu stagnieren, denn sie kann nur höchst langsam thalabwärts abfließen. Da die von den Hügeln und Abhängen herabgeflossene Luft durch solche ersetzt wird, welche nicht so erkaltet ist, so wird durch diese Ursache die Luft über der Thalsohle kälter werden, als über den Hügeln und Abhängen. 2. Die Luft in Thalbecken und Mulden ist einer größeren Oberfläche festen Bodens benachbart, als die Luft an Hügeln, daher muß sie auch schneller durch Leitung erkalten.

3. Selbst wenn in einer gewissen Höhe Wind herrscht, ist es oft windstill in den Thälern und man weiß, wie sehr die Windstille einer intensiven nächtlichen Ausstrahlung günstig ist. Den Hügeln bringen die Winde in der Nacht eine Luft, welche noch entfernter von der Oberfläche des Bodens und also noch weniger erkaltet ist. Diese Ursachen bewirken also in der Nacht (und je günstiger die Verhältnisse einer intensiven Ausstrahlung sind, desto mehr), eine niedrigere Temperatur in Thälern, als auf den benachbarten Hügeln und Abhängen.

Am Tage sind die Verhältnisse verschieden: 1. In Thälern ist die Luft einer größeren Oberfläche festen Bodens benachbart, als auf Hügeln und erhält dadurch mehr Wärme. 2. Die Verstärkung des Windes in der Mitte des Tages ist oft behandelt worden*) und auch bewiesen, daß sie an klaren Tagen viel deutlicher sich zeigt, als an bedeckten und auch in Thälern sich sehr deutlich äußert. Dadurch muß auch die Luft der Thäler relativ wärmer werden, als diejenige der Hügel, denn wenn der Wind längs der Abhänge weht, so erwärmt sich die Luft um fast 1° auf je 100 m im Absteigen und erkaltet ebenso viel beim Aufsteigen. Da gewöhnlich die Abnahme der Temperatur mit der Höhe viel weniger beträgt, so müssen die Thäler durch diese schrägen Winde relativ wärmer, die Hügel relativ kälter werden. Auch die horizontalen Winde müssen in der Mitte des Tages zur Abkühlung der Luft an den Hügeln beitragen, denn diese Winde bringen Luft, welche entfernter von der festen Oberfläche d. h. kälter ist.

Also muß, wenn wir sanft geneigte Thäler und Hügel betrachten, die Temperatur in den Thälern in der Nacht niedriger, am Tage höher sein, oder die tägliche Amplitude der Temperatur muß in den Thälern größer sein als auf den benachbarten Hügeln.

Alle Ursachen, welche eine große Einstrahlung am Tage und Ausstrahlung in der Nacht hindern, d. h. Bewölkung, Niederschläge, starke Winde, namentlich in der Nacht, für die Einstrahlung auch eine kurze Dauer des Tages und kleine Sonnenhöhe, müssen den Unterschied der Amplitude zwischen Hügeln und

*) Zeitschr. f. Met. Band XIV, pg. 333.

Thälern vermindern und können ihn sogar ganz aufheben. Je günstiger, unter sonst gleichen Verhältnissen, die Bedingungen für eine große Ein- und Ausstrahlung sind, desto größer muß auch der Unterschied der Amplituden in Thälern und auf Hügeln sein.

Daß, so lange es sich um kleine Unterschiede der Höhe handelt, die Thalsohlen an klaren Nächten kälter sind, als die benachbarten Hügel und Abhänge, dafür kann jeder Beispiele anführen, welcher auf dem Lande gewohnt hat, wie das Erfrieren von Gartengewächsen in Thälern, nicht aber zugleich auf Hügeln, das spätere Erfrieren zarter Blumen in höher gelegenen Gärten, als in niedrigeren im Herbste, das Erfrieren vieler Bäume warmer Klimate in kalten Wintern bis zu einer gewissen Höhe an Abhängen von Hügeln ꝛc. In Südfrankreich pflanzt man dort, wo man Fröste für die Olivenbäume fürchtet, dieselben nicht in Thälern an, sondern nur von einer gewissen Höhe ab an den Gehängen; ebenso ist auch in der Provinz San-Paulo in Brasilien bemerkt worden, daß die Kaffeebäume nur in Mulden zwischen den Hügeln erfrieren.*)

Es frägt sich nun, wie die Verhältnisse liegen für höhere, namentlich isolierte Berge. Da ihre Lage eine solche ist, daß die Luft an denselben in bedeutendem Grade an den Verhältnissen der freien Luft teilnimmt, so muß die tägliche Amplitude noch kleiner sein, als auf Hügeln. In der Nacht ist die Abkühlung relativ gering wegen der geringen Oberfläche, welche erkaltet, und wegen des freien Abflusses der erkalteten Luft längs der Abhänge, am Tage ist die Erwärmung geringer wegen der geringen festen Oberfläche, welche die Sonnenstrahlen auffängt. Außerdem ist noch ein Umstand einer kleinen täglichen Amplitude auf isolierten Bergen günstig: die größere Stärke der Winde, welche, so lange sie horizontal sind, eine Luft bringen, welche entfernt von der Erdoberfläche war, also weder am Tage sich viel erwärmen, noch in der Nacht viel erkalten konnte. Je kleiner die Fläche eines Berges ist im Verhältnis zu seiner Höhe, desto mehr wird die Luft über ihm die Verhältnisse der freien Luft zeigen, desto geringer wird also, unter sonst gleichen Bedingungen, die tägliche Amplitude sein.

---

*) Zeitschr. f. Meteor., Bd. XII, pg. 128.

In tiefen Thälern mit steilen Rändern sind die Verhältnisse der Ein- und Ausstrahlung nicht so günstig, wie in weniger tiefen und sanft geneigten, denn 1. ist die von der Sonne bestrahlte Oberfläche am Tage und die ausstrahlende in der Nacht kleiner; 2. kann die an den Abhängen erkaltende Luft nur wenig oder gar nicht zur Erkaltung der Thalsohle beitragen, denn bei dem großen Unterschiede der Höhe erwärmt sich die Luft bedeutend beim Niedersteigen.

Alles Vorhergehende könnte so formuliert werden:

A. Eine konvexe Oberfläche (Hügel, Berg) ist eine Ursache, welche die tägliche Amplitude der Temperatur verkleinert und zwar um so mehr, je größer das Verhältnis der vertikalen Dimension zur horizontalen ist.

B. Eine konkave Oberfläche (Thal, Mulde) vergrößert die tägliche Amplitude der Temperatur, aber nur bis zu einem gewissen Verhältnisse der vertikalen Dimension zur horizontalen.

C. Als normal im Verhältnisse zur täglichen Amplitude kann eine ganz ebene Oberfläche gelten.

Es gilt jetzt Zahlenbeispiele für das oben Gesagte beizubringen. Dies ist nicht so leicht, wie es auf den ersten Blick scheint. Gerade weil man bis jetzt auf diese Unterschiede der topographischen Lage zu wenig Wert legte, sind meteorologische Stationen selten so nahe bei einander und in verschiedenen topographischen Verhältnissen vorhanden. Ich nehme Beispiele aus sehr verschiedenen Klimaten, nämlich aus S.-W. England, wo in Exeter an zwei Punkten beobachtet wurde, von welchen Albert Terrace etwa 48 m niedriger liegt als High Street*) (Beobachtungen 4 Jahre, 1860—63) und aus Turkestan, wo in Taschkent und Umgegend auch zwei Stationen bestehen: am astronomischen Observatorium, 2 km N.-E. von der Stadt auf einem Hügel ohne Vegetation, welcher die Umgegend überragt und am chemischen Laboratorium in der Stadt, deren Straßen Aryks (Bewässerungskanäle) haben, welche zu einer sehr starken Berieselung der Gärten

*) Diese Differenz ist von mir aus den barometrischen Beobachtungen der drei Sommermonate berechnet.

dienen, ohne welche natürlich eine üppige Vegetation in einem so trockenen Klima unmöglich wäre. Auch hat jede Straße wenigstens vier Reihen Bäume, jeder mit seinem Aryk. Die Seehöhe des Observatoriums wird zu 484, die des Laboratoriums zu 455 m angegeben. *)

Um die tägliche Amplitude in Taschkent zu erhalten, nahm ich die Differenz der Temperatur um 7 a. m. und 1 p. m. und multiplizierte sie mit Faktoren, welche aus den stündlichen Beobachtungen von Nukuß erhalten wurden (Kol. α). Für die englischen Stationen wurde die Differenz der täglichen Minima und Maxima genommen, welche natürlich in einem so veränderlichen Klima ein bedeutendes, nicht periodisches Element enthält; diese Differenz wurde mit α_1 bezeichnet.

Ich habe die Bewölkung hier nicht angeführt, und zwar weil sie auf so kleine Entfernung nicht sehr verschieden sein kann; eine Verschiedenheit, wenn vorhanden, müßte darin bestehen, daß die Station auf dem Hügel zuweilen klaren Himmel hat, wenn das Thal in Nebel ist. Die Beobachtungen in und bei Taschkent zeigen, wie schon ein sehr kleiner Unterschied der Lage genügt, um in diesem Klima einen großen Unterschied in der täglichen Amplitude der Temperatur zu erzeugen. Dies ist um so mehr zu bemerken, als bei dem Observatorium (Hügel) keine Bäume die freie Ein- und Ausstrahlung der Wärme hemmen, und also diese Verhältnisse eine große tägliche Amplitude begünstigen, das Laboratorium (Thal) aber von Bäumen umringt ist, was natürlich die Ein- und Ausstrahlung mindert, so daß die Verhältnisse sich denjenigen von Waldstationen annähern. Trotzdem und trotz der enormen Wassermenge, welche zur Bewässerung gebraucht wird, ist die tägliche Amplitude der Temperatur am Laboratorium nur im Sommer etwa gleich derjenigen des Observatoriums, in den anderen Jahreszeiten, namentlich im Herbst, bedeutend größer. So sehr wirksam sind selbst kleine topographische Unterschiede in einem Klima, wie dasjenige von Taschkent ist. Ich bemerke noch ausdrücklich, daß das Laboratorium eine viel größere relative Feuchtigkeit aufweist, also auch ein Faktum, welches einer großen täglichen Amplitude eher entgegenwirkt.

*) Annalen des physikalischen Zentralobservatoriums, 1878.

	Taschkent				Exeter	
	Observatorium (Hügel)		Laboratorium (Thal)		High Street (Hügel)	Albert Terrace (Thal)
	Tägl. Amplitude	Rel. Feuchtigkeit.	Tägl. Amplitude	Rel. Feuchtigkeit.	Tägl. Amplitude	Tägl. Amplitude
	α	$\frac{e}{e'}$	α	$\frac{e}{e'}$	α_1	α_1
Winter*)	7.7	64	8.9	76	4.9	6.1
Frühling**)	10.1	61	10.6	67	6.3	8.0
Sommer***)	14.3	41	14.2	55	8.5	10.0
Herbst†)	14.4	46	16.3	65	7.0	8.7
Jahr	11.6	53	12.5	66	6.7	8.2

Daß auch in dem feuchten Klima von S.-W.-England die tägliche Amplitude auf einem Hügel bedeutend kleiner ist, als im Thale, zeigen die beiden Stationen in Exeter. Natürlich wirken in England die starken Winde und die große Bewölkung darauf hin, die Unterschiede zu verwischen. Ich fand auch ein anderes Paar von Stationen im mittleren England, Highfield House und Highfield Rektory, ganz nahe aneinander und letzteres etwa 77 m höher. Erstere Station hat im Jahresmittel eine tägliche Amplitude (α_1) von 9.3^0, letztere von 8.4^0, also auch weniger an der Hügelstation, aber der Unterschied ist kleiner als in Exeter.

Wie groß der Unterschied der Temperatur auf sehr kleine horizontale Entfernungen hin bei klarem Himmel und Windstille sein kann, zeigt folgendes Beispiel. Von Mitte August bis Anfang Oktober 1878 machte ich einige Beobachtungen mit einem Schleuderthermometer, gegen die Zeit des Sonnenunterganges (etwas vor und nach demselben), $1\frac{1}{4}$ m über dem Boden, im Distrikte Sysran, am Boden einer trockenen Schlucht (Makowski Owrag) und am Abhange derselben, 19 m höher. Die Schlucht ist ziemlich weit verzweigt und ihre Abhänge zu $\frac{3}{4}$ mit jungem

*) November, Dezember, Januar.
**) Februar, März, April.
***) Mai, Juni, Juli.
†) August, September, Oktober.

Laubwald, zu 1/4 mit Gras bewachsen. Es wurde immer eine Beobachtung am Abhange, dann am Boden und gleich darauf wieder am Abhange gemacht. Ich wählte dazu Abende mit einer Bewölkung unter 3 und Windstille oder schwachem Winde. An keinem Abende war die Temperatur am Grunde weniger als $1.8°$ kälter als am Abhange, meistens ungefähr 4°, dagegen am 28. September $6.3°$, 29. September $6.9°$, am 5. Oktober $7.7°$ und $8.0°$.

Ich gehe jetzt zu den Beobachtungen in Berggegenden über.

Zahlreiche Beobachtungen hatten den großen Meteorologen am Anfange dieses Jahrhunderts gezeigt, daß auf isolierten Bergen die tägliche Amplitude viel kleiner ist, als in den Thälern an ihrem Fuße, aber dieses Faktum war von ihnen unrichtig gedeutet worden, als Einfluß der Höhe über der Oberfläche des Meeres auf die Verminderung der täglichen Amplitude der Temperatur.

So sind nämlich die Beobachtungen von Kämtz auf dem Rigi und Faulhorn von ihm und anderen gedeutet worden.

Es sind keine Gründe vorhanden, warum, so hoch bis jetzt der Mensch in Berghöhen gedrungen ist, die Höhe an sich, d. h. die Verdünnung der Luft die tägliche Amplitude vermindern sollte. Im Gegenteil sind Ursachen vorhanden, welche sie vergrößern sollten, d. h. eine weniger gehinderte Ein- und Ausstrahlung der Wärme durch die Verminderung der gasförmigen Bestandteile der Luft und der festen und flüssigen beigemengten Stoffe.

Die vermehrten Beobachtungen der letzten Jahre haben gezeigt, daß auf Hochebenen und in Hochthälern die tägliche Amplitude der Temperatur nicht nur nicht kleiner, sondern oft größer ist, als in Niederungen und tieferen Thälern.*)

Auf den Hochplateaus Asiens ist die tägliche Amplitude sogar größer als in der Aralo-Kaspi-Niederung und in der Sahara. So fand Prjewalsky im nördlichen Tibet einen mittleren Unterschied von $17.3°$ zwischen 8 a. m. und 1 p. m. im Dezember und wenn er auch, wegen ungenügenden Schutzes des Thermometers, wohl zu große Unterschiede erhalten mußte, so ist anderseits die

*) Namentlich verweise ich auf die Abhandlung von Hann „Täglicher Gang der meteorologischen Elemente im Felsengebirge", Sitzungsberichte der Wiener Akademie, März 1881, im Auszug der Zeitschr. f. Meteor., Bd. XII, pg. 31.

Temperatur um 8 a. m. in diesen Breiten (35—36°) selbst im Dezember schon viel höher, als vor Sonnenaufgang. Jordan fand*) im Dezember und Januar eine tägliche Amplitude von $13_{.6}°$ in der Lybischen Wüste, d. h. etwa 8° südlicher und bei einer geringeren Bewölkung. Ebenso fand auch Dr. Nachtigal bei seinen Beobachtungen in der Sahara (in Murzuk und von da bis zum 19° N. Br.)**) in den Monaten März bis Juli als mittlere Differenzen zwischen Sonnenaufgang (oder 6 a. m.) und 2 oder 3 p. m. $14_{.2}°$ bis $22_{.4}°$, während die Beobachtungen Säwerzows auf dem Pamir, bei Stundenkombinationen, welche entfernter von dem täglichen Maximum und Minimum der Temperatur sind, im August $25_{.7}°$, im September $25_{.0}°$, als die mittleren Differenzen zwischen der kältesten und wärmsten Beobachtungsstunde ergaben.***) In Nukuß, in der so äußerst trockenen Aralo-Kaspi-Niederung, gab der August eine mittlere tägliche Amplitude von $13_{.8}°$, der September aber $15_{.5}°$.

Es ist also sichergestellt, daß die Höhe an sich die tägliche Amplitude der Temperatur nicht vermindert und daß, wenn wir in einem Berglande einen großen Unterschied zwischen verschiedenen Stationen finden, ohne daß die allgemeinen meteorologischen Verhältnisse diesen Unterschied erklären, derselbe auf den Einfluß der topographischen Lage deutet.

Die Bewölkung ist besonders zu berücksichtigen, ich habe daher, um in den folgenden Mitteln aus der Schweiz den Einfluß eines verschiedenen Grades der Bewölkung zu eliminieren, das auf S. 156 erwähnte Verfahren angewendet.

Tägliche Amplitude der Temperatur und mittlere Bewölkung in der Schweiz:

---

*) Physische Geographie der Lybischen Wüste, Berlin 1876.

**) Sahara und Sudan, Bd. I.

***) Études sur l'amplitude diurne, Bull. Soc. Nat. de Moscou 1881, pg. 14—17.

	Genf (*A*).			St. Bernhard (*D*).		
	α	β	$\frac{\alpha(\beta\times 2)}{10}$	α	β	$\frac{\alpha(\beta\times 2)}{10}$
Jahr	6.7	61	5.4	4.3	57	3.3
Winter*)	3.4	78	3.3	2.3	53	1.7
Frühling**)	6.4	64	5.4	5.0	59	4.0
Sommer***)	9.0	48	6.1	5.8	59	4.6
Herbst†)	8.1	53	5.9	4.3	57	3.3
	Neufchâtel (*A*).			Chaumont (*C*).		
Jahr	6.2	64	5.2	4.7	61	3.8
Winter*)	2.5	81	2.5	2.4	67	2.1
Frühling**)	5.8	67	5.0	5.4	65	4.6
Sommer***)	9.6	54	7.1	5.7	55	4.3
Herbst†)	6.9	57	5.3	5.4	56	4.1
	Bern (*A*).			Rigi (*C*).		
Jahr	7.0	65	5.9	2.8	60	2.2
Winter*)	4.0	78	3.9	1.3	59	1.0
Frühling**)	7.0	70	6.3	2.6	64	2.2
Sommer***)	9.2	57	7.1	3.5	59	2.8
Herbst†)	8.0	59	6.3	3.8	56	2.9

*) November, Dezember, Januar.
**) Februar, März, April.
***) Mai, Juni, Juli.
†) August, September, Oktober.

	Altstätten (*A*).			Gäbris (*C*).		
	α	β	$\frac{\alpha(\beta\times 2)}{10}$	α	β	$\frac{\alpha(\beta\times 2)}{10}$
Jahr	$6_{.3}$	58	$4_{.9}$	$3_{.8}$	61	$3_{.1}$
Winter*)	$3_{.0}$	66	$2_{.6}$	$2_{.3}$	63	$1_{.9}$
Frühling**)	$6_{.0}$	60	$4_{.8}$	$4_{.3}$	63	$3_{.6}$
Sommer***)	$9_{.3}$	52	$6_{.7}$	$4_{.7}$	62	$3_{.9}$
Herbst†)	$6_{.8}$	52	$4_{.9}$	$3_{.8}$	55	$2_{.8}$
	Bevers (*B*).			Sils (*B*).		
Jahr	$10_{.6}$	50	$7_{.4}$	$8_{.5}$	53	$6_{.2}$
Winter*)	$7_{.9}$	49	$5_{.5}$	$6_{.1}$	52	$4_{.4}$
Frühling**)	$11_{.1}$	50	$7_{.8}$	$9_{.7}$	53	$7_{.1}$
Sommer***)	$11_{.9}$	53	$8_{.7}$	$9_{.8}$	54	$7_{.3}$
Herbst†)	$11_{.5}$	49	$7_{.9}$	$8_{.5}$	52	$6_{.1}$.

In der vorstehenden Tabelle gebe ich Mittel der täglichen Amplituden aus der Schweiz. Ich habe eine andere Einteilung der Jahreszeiten als die übliche angenommen, um mich näher an ein gleiches Quantum erhaltener Sonnenwärme zu halten. Ich bemerke noch, daß ich mit *A* Stationen der unteren Thäler, *B* solche des Hochthales Engadin, *C* isolierte Berge und *D* alpine Päſſe bezeichne. Für das Detail muß ich auf das Original verweiſen, nur bemerke ich, daß ich, wo immer möglich, die Beobachtungen der 12 Jahre 1864—75 nahm, daß für Bern α aus den ſtündlichen Beobachtungen genommen wurde, für Genf die Differenz 6 a. m. bis

*) November, Dezember, Januar.
**) Februar, März, April.
***) Mai, Juni, Juli.
†) Auguſt, September, Oktober.

2 p. m. auf die volle tägliche Amplitude reduziert ist nach Plantamours „Nouvelles études sur le climat de Genève", und daß für den St. Bernhard die Differenz 6 a. m. und 2 p. m. auf die tägliche Amplitude reduziert ist nach Plantamours Berechnung (Arch. sc. phys. t. XIII).

Für die übrigen Stationen der Schweiz benutzte ich die Differenz 7 a. m. und 1 p. m. und reduzierte sie auf die tägliche Amplitude für alle Thalstationen nach Bern, für die Stationen der Berge und Pässe nach dem St. Bernhard.

Es ist aus dieser Tabelle zu ersehen, wie sehr in den Thälern die tägliche Amplitude größer ist, als auf den Bergen und Pässen, und zwar am größten im Hochthale Engadin, in Bevers, welches nur wenige Meter niedriger liegt, als der Rigi-Kulm, und doch hat dieser die kleinste Amplitude, viel kleiner, als der höher gelegene St. Bernhard. Dadurch wird noch einmal bewiesen, daß es nicht die Höhe an sich, sondern die Lage ist, welche die Amplitude auf isolierten Bergen vermindert.

Die kleinste Differenz von Thal und Berg zeigen Neuchâtel und Chaumont. Aber Neuchâtel ist eigentlich keine Thalstation, denn das Observatorium liegt bedeutend höher als der See und Chaumont liegt auf einem breiten Jurarücken.

Zwischen Bevers und dem Rigi, d. h. der ausgesprochensten Thal- und Berglage der hier angeführten Stationen, verhält sich die tägliche Amplitude fast wie 4 : 1 im Jahresmittel, und wie $3.4 : 1$ nach Anbringung einer Korrektion für die Bewölkung Kol. $\frac{\alpha.(\beta \times 2)}{10.}$

Also bedingt die topographische Lage Unterschiede, welche keineswegs verschwindend klein sind. Eine so große tägliche Amplitude wie in Bevers findet sich, in der Ebene, selbst nicht in so trockenen Klimaten wie in den Steppen Ungarns und Südrußlands, namentlich im Spätherbst und Winter, und der Rigi hat eine so kleine Amplitude, daß dieselbe selbst an der Küste des Atlantischen Ozeans größer ist; nur auf den offenen Ozeanen, fern vom Lande, ist die tägliche Amplitude kleiner gefunden worden.

Um zu zeigen, daß die größere Bewölkung auf dem Rigi nicht die Ursache der unbedeutenden Amplitude dort ist, suchte ich für die 5 Jahre (Oktober 1864 bis März 1868) jene Tage auf,

wo am Rigi die Bewölkung unter 50 war, nahm dann die Differenz 7 a. m. und 1 p. m. (Δ) und für dieselben Tage die mittlere Bewölkung und Amplitude für Bevers. Das Resultat ist folgendes:

	Rigi.		Bevers.	
	β	Δ	β	Δ
Oktober	17	$2._6$	30	$12._6$
November	13	$2._3$	20	$11._1$
Dezember	17	$2._0$	20	$8._4$
Januar	15	$2._2$	16	$9._6$
Februar	22	$2._3$	24	$12._1$
März	22	$2._7$	28	$12._7$

Also an den Tagen, wo die Bewölkung auf dem Rigi sehr klein war und in Bevers etwas größer, ist das Verhältnis der täglichen Amplitude noch mehr verschieden, als im Mittel ganzer Monate und ist im Frühling und Herbst fast wie 5 : 1.

Ich habe noch weitere Tage mit einer Bewölkung auf dem Rigi unter 20 und von 20—50 unterschieden, ich bezeichne sie als erste und zweite Gruppe.

	Erste Gruppe.				Zweite Gruppe.			
	Rigi.		Bevers.		Rigi.		Bevers.	
	β	Δ	β	Δ	β	Δ	β	Δ
Novbr., Dezbr., Januar	4	$2._2$	9	$10._7$	36	$2._0$	35	$8._5$
Februar, März, Oktbr.	5	$2._6$	15	$13._8$	35	$2._4$	36	$10._5$

Also bei sehr kleiner Bewölkung verhält sich die Differenz 1 p. m.—7 a. m. von Bevers und Rigi wie 5 : 1, bei größerer aber wie 4 : 1. Es bewährt sich, was ich oben bemerkte, daß, je günstiger die Verhältnisse für Ein- und Ausstrahlung, desto größer der Unterschied der täglichen Amplitude zwischen Berg- und Thalstationen. Die sehr kleine Zunahme der täglichen Amplitude der

Temperatur an klaren Tagen im Vergleich zu bewölkten ist ein charakteristisches Merkmal des Klimas der isolierten Berge.

Ich will noch auf eines aufmerksam machen, nämlich daß im Sommer der Unterschied zwischen Berg und Thal weniger groß ist, als in den anderen Jahreszeiten. Die vollständige Erklärung dieser Thatsache bin ich noch nicht imstande zu geben. Es haben wohl zwei Ursachen den Hauptanteil daran: 1. Im Sommer sind die allgemeinen Luftströmungen schwächer als in den anderen Jahreszeiten, und überhaupt ist auch der Unterschied der Windstärke zwischen Berg und Thal kleiner, daher. auch die Möglichkeit einer stärkeren Erwärmung der Luft an den Bergseiten am Tage und einer Abkühlung in der Nacht. 2. In den kälteren Monaten sind klare Tage meistens mit anticyklonaler Witterung verbunden, und dann erhalten die Berggipfel Luft von oben. Beim Absteigen erwärmt sich die Luft. In der Nacht kühlen sich die Thäler stärker ab, die absteigende Bewegung ist stärker, und dies macht die Nächte an isolierten Bergen relativ wärmer. In den Thälern hingegen, wenn kein Nebel ist, muß eine anticyklonale Witterung als einer großen täglichen Amplitude günstig bezeichnet werden.

Eine Beobachtungsreihe, welche in der hier behandelten Frage viel versprach, ist diejenige des Puy de Dôme, Berg und Fuß desselben. Die Stationen sind, wie bekannt, ausgezeichnet eingerichtet, die Beobachtungen werden von 6 a. m. bis 9 p. m. alle 3 Stunden gemacht und in extenso publiziert. Der Puy ist ein alter Vulkan von konischer Form und Clermont am Fuße liegt in einer von Bergen umringten Mulde, endlich ist die Entfernung sehr klein und ich konnte auch Beobachtungen über die relative Feuchtigkeit benutzen.

Ich nahm also für die Jahre 1878 und 1879 die Tage in den Monaten September bis April, an welchen die relative Feuchtigkeit und Bewölkung im Mittel von 6 und 9 a. m. und Mittag am Berge kleiner waren als im Thale. Da jedoch der Berg gegen W. den Winden vom Ozeane ganz frei ausgesetzt ist, durch keine höheren Berge gedeckt, so ist die Feuchtigkeit und Bewölkung meistens größer als in Clermont, welch letzteres ein trockenes Klima hat. Nur im Februar, September, Oktober und Dezember konnte ich mehr als 5 Tage finden, an denen Feuchtigkeit und

Bewölkung oben kleiner waren als unten, oder das eine Element kleiner, das andere gleich. Für die Monate Juni bis August nahm ich auch Tage, wo die Feuchtigkeit oben kleiner war, auch bei größerer Bewölkung.

	Thal (Clermont). 388 m				Berg (Puy de Dôme). 1467 m				Zahl der Tage.
	β	$\frac{e'}{e}$	Δ_1	α_1	β	$\frac{e'}{e}$	Δ_1	α_1	
Dezember	0	87	12.2	17.4	0	48	2.2	6.6	7
Februar	6.3	75	10.3	15.0	4.5	63	1.5	3.7	5
September	2.2	66	15.0	20.7	1.5	52	2.8	7.4	7
Oktober	4.1	77	11.8	17.1	0.7	52	2.8	6.8	12
Juni bis Aug.*)	2.8	54	12.6	21.3	4.6	46	4.5	9.7	17
Jahr*)	3.1	70	12.0	18.2	3.2	53	2.9	6.6	63

In der vorigen Tabelle bedeutet β die Bewölkung, $\frac{e'}{e}$ die relative Feuchtigkeit im Mittel von 6 und 9 a. m. und Mittag, Δ_1 die mittlere Differenz der Temperatur um 6 a. m. und Mittag, α_1 die mittlere Differenz der täglichen Extreme.

Da diese beiden Stationen eine größere Differenz der topographischen Lage haben, als die ohne betrachteten Stationen der Schweiz, so finden wir auch einen größeren Unterschied in der täglichen Amplitude zwischen Berg und Thal, selbst an Tagen, wo oben Bewölkung und relative Feuchtigkeit kleiner sind als unten. Im Februar ist die tägliche Amplitude an solchen Tagen fast siebenmal größer im Thale, als auf dem Berge.

Sehr interessant sind die 7 wolkenlosen Tage im Dezember 1879. Trotzdem am Berge die relative Feuchtigkeit kaum mehr als die Hälfte derjenigen im Thale betrug, war die tägliche Amplitude im Thale fast sechsmal größer (mir scheint die Kol. Δ_1 den wirklichen Verhältnissen der täglichen Amplitude näher zu sein, als α_1, welche ein bedeutendes nichtperiodisches Element einschließt).

*) Mit Zuziehung einiger Tage, wo oben die relative Feuchtigkeit kleiner, aber die Bewölkung größer war.

In den Sommermonaten ist hier, wie in der Schweiz, der Unterschied der Amplitude geringer, der Unterschied erreicht sogar nicht das Verhältnis 3 : 1.

Ich gebe unten noch einige Zahlen für das nördliche Indien und W.-Tibet, ich habe sie aus den Reports on the Meteorology of India für 1878 und 1879 berechnet.

Die Lage der Stationen ist folgende:

Leh in Ladak, 3506 m hoch, im breiten oberen Thale des Indus, 7 km vom Flusse, auf einem sanft ansteigenden Terrain (also eine Lage wie etwa Sils im Engadin),

Murree, 1937 m hoch, auf einer der höheren Erhebungen zwischen Jhelam und Indus, in der Nähe des NW. Himalaya,

Rawalpindi in der Nähe von Murree, 503 m hoch, auf einem niederen Plateau, hügeliges Terrain, höher nach S. und E.,

Ludhiana, 287 m hoch, auf der Ebene des östlichen Pandschab gelegen,

Mt. Abu. Auf einem hohen steilen Berge der Aravalli-Kette, aber nicht am Gipfel liegend. Freie Lage nach E., S. und SW.,

Deesa, 192 m hoch, in sandiger Ebene am Fuße des Mt. Abu.

November und Dezember.

	Leh.	Murree.	Rawal-pindi.	Lud-hiana.	Mt. Abu.	Deesa.
α_1 *)	$16.^8$	$8.^6$	$20.^7$	$16.^5$	$10.^1$	$19.^2$
β **)	$2.^4$	$1.^9$	$1.^2$	$0.^8$	$0.^6$	$0.^4$
$\frac{e'}{e}$ ***)	45	35	45	38	28	20

*) Differenz der täglichen Extreme.

**) Bewölkung
***) Relative Feuchtigkeit
} Mittel um 10. a. m. und um 9. p. m.

Januar und Februar.

	Leh.	Murree.	Rawal-pindi.	Lud-hiana.	Mt. Abu.	Deesa.
α_1 *)	17.4	7.3	15.2	14.7	9.7	17.0
β**)	6.3	5.4	4.1	2.9	2.5	1.8
$\frac{e'}{e}$***)	52	51	58	53	29	24

Aus dieser Tabelle ist zu sehen, daß in dem Hochthale des Indus (doppelt so hoch wie das Oberengadin) die tägliche Amplitude im Januar und Februar größer ist, als in einigen der trockensten Orten der Ebene Nordindiens; Murree, das viel weniger hoch liegt und außerdem in diesen Monaten eine kleinere Bewölkung und Feuchtigkeit hat, als Leh, hat dennoch eine um 8°—10° kleinere Amplitude, weil es eine Berglage besitzt.

Auch in Mt. Abu ist die tägliche Amplitude viel geringer, als in Leh, trotzdem die Feuchtigkeit und Bewölkung noch geringer sind.

Ich habe den Einfluß der topographischen Lage auf die tägliche Amplitude etwas ausführlicher behandelt. Es ist nötig, noch einiges über die tägliche Periode hinzuzusetzen. In einem Thale, namentlich wenn es tief ist und steile Ränder hat, wird einige Zeit vor Sonnenuntergang die Temperatur rasch abnehmen, weil dort schon früher die Sonnenstrahlen den Boden nicht mehr treffen.

Ist der Boden mit dichter Vegetation bedeckt, aber nicht mit Bäumen, so wird die Ausstrahlung am Abend viel rascher die Temperatur erniedrigen, als wo nackter Fels oder Boden ansteht. Während der Nacht mag sich die Temperatur mehr oder weniger ausgleichen, namentlich wenn der Boden trocken und sandig ist.

---

*) Differenz der täglichen Extreme.

**) Bewölkung
***) Relative Feuchtigkeit. } Mittel um 10. a. m. und um 9. p. m.

Jedoch muß bemerkt werden, daß auch am Tage die Vegetation durch Ausstrahlung und Verdunstung die Temperatur der benachbarten Luft erniedrigt.

Auf isolierten Höhen kommt das tägliche Maximum der Temperatur früher, als in Ebenen und Thälern, was nur zum Teil Wirkung der vermehrten Bewölkung der ersten Nachmittagsstunden ist, teilweise aber dadurch bewirkt wird, daß wir es hier, wie in der Luft über den Ozeanen, mit der Erwärmung der Luft selbst und nicht des Festlandes zu thun haben, daher auch das Maximum näher an die Zeit der größten Erwärmung durch die Sonne heranrückt.

In der graphischen Tabelle II ist der tägliche Temperaturgang von mehreren Stationen dargestellt. U. a. lenke ich die Aufmerksamkeit auf folgendes: auf die kleine Amplitude im Sommer in höheren Breiten, bei nicht untergehender Sonne (Polaris Bai, Nowaja Semlja), auf die große in Madrid, der höchsten der europäischen Stationen, wo langjährige stündliche Beobachtungen vorliegen, dann auf die Abnahme der Amplitude im Juli in der indischen Monsunzone (Allahabad) und in der ostasiatischen (Peking), weil dann Bewölkung und Regenmenge groß sind, endlich auf die kleine Amplitude auf den tropischen Ozeanen.

Viele Probleme der täglichen Änderungen der Temperatur erwarten ihre Lösung von planmäßigen Beobachtungen. Besonders wichtig sind stündliche Beobachtungen an Orten, welche so nahe als möglich an einander, aber in möglichst verschiedener topographischer Lage, z. B. der eine am Grunde eines flachmuldigen Thales, der andere auf einem Hügel oder Berge liegt. Solche Beobachtungen sollten bei einer der Stationen wenigstens durch Beobachtungen mittels eines Ballon captif vervollständigt werden. An kontinentalen Orten wären solche Beobachtungen besonders erwünscht. In niederen Breiten und in der wärmeren Jahreszeit auch in mittleren würden sie uns u. a. auch Nachricht geben, wie hoch am Tage ein labiles Gleichgewicht der Luftschichten existiert. Es erstreckt sich unter günstigen Umständen vielleicht bis über 3000 m, worauf die tägliche Periode der Windstärke deutet (s. Kap. 10). Daß die Beobachtungen auf Coney Island (S. 161) nur eine geringe Höhe dafür ergeben, ist bei der Nähe des Meeres und der Seebrise natürlich, im Innern der Kontinente muß es anders sein.

Anders in der jährlichen Periode: hier ist die Änderung langsam und zu einem großen Teile ist es möglich, daß Wasserdampf diffundiert und von anderen Gegenden herbeigebracht wird.

In der periodischen Änderung der jährlichen wie täglichen Temperatur müssen Amplitude und Periode unterschieden werden. Gewöhnlich nennt man, wenn auch nicht ganz richtig, jährliche Amplitude den Unterschied der Temperatur des kältesten und wärmsten Monats. Jedoch ist der Irrtum, der dadurch entsteht, nicht bedeutend, denn gegen die Zeit der niedrigsten und höchsten Temperatur des Jahres ist Zu- oder Abnahme gering und die wirkliche jährliche Amplitude ist nur für wenige Orte bekannt, weil dazu langjährige Beobachtungen und die Berechnung der Temperatur für kürzere Perioden des Jahres nötig sind.

Die jährliche Periode der Lufttemperatur ist bei dem größten Teile der Erde eine einfache, d. h. mit einem Maximum und einem Minimum im Jahre, und zwischen den Tropen und 75° ist auf der nördlichen Halbkugel die niedrigste Temperatur meistens im Januar, die höchste im Juli, auf der südlichen umgekehrt; also eine Verspätung von etwa einem Monate gegen die Zeiten der Sonnenwenden. In diesen Breiten ist eine größere Verspätung der Temperaturmaxima und Minima auf den Meeren zu bemerken, was der großen Wärmekapazität des Wassers zuzuschreiben ist. (In der täglichen Periode ist keine solche Periode zu bemerken, s. S. 155). Diese Verspätung ist da größer, wo viel Eis auf den Meeren oder in deren Nähe ist, weil hier noch die Wirkung der Änderung des Aggregatzustandes hinzukommt.

Die jährliche Amplitude der Temperatur müßte vom Äquator nach den Polen zunehmen, die tägliche in derselben Richtung abnehmen aus Ursachen, welche früher erwähnt wurden. Jedoch die geographischen Verhältnisse des Erdballs, namentlich die Verteilung des Festen und Flüssigen, die Vegetation ꝛc. bewirken, daß die wirklich beobachtete tägliche, wie jährliche Amplitude nicht mit dieser, so zu sagen, theoretischen zusammenfällt, so daß die größte tägliche Amplitude in einigen trockenen Regionen der mittleren Breiten beobachtet wird, so in der Sahara, dem Inneren von Australien und den Plateaus von Asien und Nordamerika. Die größte jährliche Amplitude aber ist im nordöstlichen Sibirien (Werchojansk 67°), wo auch die ab-

solute Schwankung fast 100° erreicht (absolutes Minimum —68°, Maximum 30°). In höheren Breiten ist die jährliche Amplitude kleiner, teilweise daher, weil die Eisschmelze einen kühlen Sommer bewirkt.

Auf der südlichen Halbkugel haben die Breiten von etwa 30° die größte jährliche Amplitude, weil hier die Kontinente noch eine ziemlich große Ausdehnung haben; weiter nach S. bis 60° ist immer weniger Land.

Folgende Beispiele zeigen, wie sehr der Einfluß der Ozeane die jährliche Amplitude mildert und selbst innerhalb des Polarkreises eine kleinere Amplitude erzeugen kann, als in den Tropen. So ist die Temperaturdifferenz des kältesten und wärmsten Monats in Bressay (Shetland-Inseln 60° N. Br.) $9.2°$, in Andenes, ($69\frac{1}{2}°$ N. Br.) $13.0°$, in Gjäsvar (71° N. Br.) $15.4°$, beide Orte an der Westküste Norwegens; andererseits in Canton (23° N. Br.) $16.3°$, in Chanda (Zentralindien 20° N. Br.) $13.5°$, in Chartum (Sudan $15\frac{1}{2}°$ N. Br.) $13.5°$, in Alice Springs (Australien $23\frac{1}{2}°$ S. Br.) $18.6°$ u. s. w.

Der Vergleich zwischen der täglichen und jährlichen Amplitude und den Ursachen ihrer Änderungen ist in vieler Beziehung interessant. Folgende Tabelle giebt einen Begriff davon, wie verschiedenartig sie in niedrigen mittleren Breiten verlaufen können.

	Breite.	Jährliche Amplitude.	Tägliche Amplitude im Jahresmittel.	Tägliche Amplitude Monat mit größter Amplitude.	
Madrid	40° N.	19.6	10.4	14.5	Juli
Peking	40° N.	30.7	8.6	10.7	Mai
Zikawei(Shanghai)	32° N.	25.2	6.5	8.9	April
Melbourne	38° S.	11.2	9.9	12.4	Januar

Unter derselben Breite gelegen, haben also Madrid und Peking

sehr verschiedene Verhältnisse betreffs der jährlichen wie täglichen Amplitude: in Madrid ist letztere, in Peking erstere bedeutend größer. Dieselbe Art der Verschiedenheit ist zwischen Madrid und Zikawei zu beobachten.

Es ist zu bemerken, daß die jährliche Amplitude viel mehr von allgemeinen Verhältnissen, viel weniger von lokalen, topographischen, abhängt, als die tägliche. In der täglichen Periode geht die Zu- und Abnahme der Temperatur so rasch, daß eine Ausgleichung nur in sehr unbedeutendem Maße erfolgen kann.

Folgende Rechnung zeigt, wie sehr verschieden die Schnelligkeit der Temperaturveränderungen am Tage und im Jahre ist. In dem Orte, wo die jährliche Amplitude am größten ist (Werchojansk, N. E. Sibirien), beträgt die Differenz der Temperatur zweier aufeinanderfolgenden Monate nicht mehr als 25° (Oktober -13.9^0, November -38.9^0), also pr. Tag 0.83^0. Setzen wir sie $= 0.85^0$, um eine noch raschere periodische Änderung während einiger Tage in Betracht zu ziehen.

In Madrid beträgt die größte stündliche Temperaturveränderung 2.4^0 (Juli, 7—8 a. m.), in Nukuß gar 3.9^0 (Oktober, 7—8 a. m.). Letzterer Wert verhält sich zu der größten Änderung in der jährlichen Periode in Werchojansk wie $3.9 : \frac{0.85}{24} = 108 : 1$, also ist die Änderung im Jahre mehr als hundert Mal langsamer. Sicher ist aber, daß nirgends auf der Erde eine erheblich größere jährliche Amplitude existiert, als in Werchojansk, während Nukuß keineswegs das Extrem der täglichen Amplitude darstellt, denn in der Sahara, im Inneren Australiens, auf den asiatischen Hochplateaus ist sie sicher größer, nur haben wir noch keine stündliche Beobachtungen aus diesen Gegenden.

Die Zahlentabellen am Ende des Buches geben einen guten Überblick über die Verteilung der jährlichen Wärmeschwankungen auf der Erde, noch mehr aber Supans Karte.*)

*) Supan, Verteilung der jährlichen Wärmeschwankung, Zeitschr. f. wiss. Geogr. Bd. I.

Kapitel 9.

Tägliche Änderungen der Hydrometeore.

Die Menge Wasserdampfes in einem gegebenen Quantum Luft bleibt viel konstanter in der täglichen Periode, als die Temperatur. Es ist darauf zu achten, daß bei derselben Menge Wasserdampf der Dunstdruck mit der Temperatur zunimmt; bei der großen täglichen Variation der Temperatur auf den Kontinenten ist der Unterschied bedeutend.

Bei der kleinen täglichen Änderung der absoluten Feuchtigkeit muß natürlich die relative abnehmen von der Zeit der niedrigsten bis zur Zeit der höchsten Temperatur und zunehmen in den Stunden der abnehmenden Temperatur, namentlich dort, wo die tägliche Amplitude groß ist.

Die Sache verhält sich eigentlich so, daß die Verdunstung der Zunahme der Temperatur nicht folgen kann, weil letztere zu rasch vor sich geht.

Was die absolute Feuchtigkeit betrifft, so können in ihrem täglichen Gange zwei Fälle unterschieden werden (abgesehen von Gebirgen). Zuweilen nimmt sie zu von Sonnenaufgang bis gegen Mittag und ab in den späteren Abend- und Nachtstunden. Dies ist hauptsächlich der Fall: 1. am Meeresufer, namentlich wo am Tage eine Seebrise, in der Nacht eine Landbrise weht, weil erstere eine feuchtere, letztere eine trockenere Luft bringt. 2. Auf dem Meere, Landseen ꝛc. darum, weil die Verdunstung am Tage die Luft mit Wasserdampf bereichert, in der Nacht

aber Kondensation in Form von Tau, Reif oder Nebel erfolgt. 3. Dasselbe ist auch auf dem Festlande der Fall, wo und wann der Boden sehr feucht ist, also in den Jahreszeiten, wo mehr Wasser fällt, als verdunstet. 4. Dort, wo Schnee am Boden liegt und zwar auch wegen der Leichtigkeit der Verdunstung und Kondensation.

Die Beobachtungen haben diese Sätze im ganzen bestätigt. So z. B. findet sich an den Meeresufern nahezu überall eine größere absolute Feuchtigkeit in den wärmeren, als in den kälteren Tagesstunden. Nur zwischen 12—2 p. m. geben die Beobachtungen oft eine Abnahme, teilweise wohl nur eine scheinbare, denn die Verstärkung des Windes in diesen Stunden ruft, bei sonst gleichen Verhältnissen, eine größere Differenz zwischen dem trockenen und nassen Thermometer des Psychrometers hervor.

In Europa ist überall der Dunstdruck im Winter größer zu den wärmeren Tagesstunden als während des Sommers. Im Norden und Osten darum, weil am Boden Schnee liegt, im Süden und Westen des Kontinents, weil im Winter mehr Regen fällt, als verdunstet, und die Oberfläche des Bodens feucht ist.

An den Ufern des Schwarzen Meeres, wo die Seewinde am Tage in den Sommermonaten ziemlich regelmäßig sind, haben wir für die Sommermonate der Jahre 1876—78:

	Dunstdruck mm	
	7 a. m.	1 p. m.
Sewastopol	$13._5$	$14._7$
Dachowsky Possad	$15._4$	$16._9$
Poti	$16._8$	$18._0$

Also eine recht bedeutende Zunahme gegen die Mitte des Tages! Selbst die Ufer der großen Landseen höherer Breiten zeigen eine solche Zunahme, wie der Ladoga, Onega und wahrscheinlich auch der Baikal.

Die tägliche Änderung der relativen Feuchtigkeit ist viel bedeutender, als diejenige der absoluten. Da letztere sich wenig

ändert, so ist eine große Abhängigkeit der täglichen Amplitude der relativen Feuchtigkeit von derjenigen der Temperatur zu erwarten und zwar eine Änderung im entgegengesetzten Sinne: wo also die Temperatur rasch vom frühen Morgen bis zu den ersten Nachmittagsstunden steigt, also in den trockenen Monaten des Jahres im Inneren der Kontinente, dort vermindert sich in derselben Zeit die relative Feuchtigkeit in bedeutendem Maße; wo hingegen eine kleine tägliche Amplitude der Temperatur vorhanden ist, dort ist diejenige der relativen Feuchtigkeit auch klein und sie wird noch kleiner dadurch, daß in solchen Verhältnissen entweder durch den Seewind, oder durch Verdunstung die absolute Feuchtigkeit gegen die Mitte des Tages steigt. Die folgende Tabelle giebt eine vergleichende Übersicht der Amplituden der Temperatur und relativen Feuchtigkeit.

	Dezember.		April.		August.		Oktober.	
	$\alpha.t$ *)	$\alpha\frac{e'}{e}$ **)	$\alpha.t$	$\alpha\frac{e'}{e}$	$\alpha.t$	$\alpha\frac{e'}{e}$	$\alpha.t$	$\alpha\frac{e'}{e}$
Sitka	1.0	2.3	5.1	13.8	5.3	12.3	3.0	6.0
S. Maur bei Paris	4.3	11.9	7.8	33.5	7.3	31.6	6.6	27.1
Wien	2.2	8.6	8.0	29.0	8.1	29.4	6.8	24.5
Halle	2.1	6.8	8.0	29.3	9.0	33.0	6.9	22.1
Prag	1.9	9.6	7.5	27.9	8.0	31.0	5.0	16.2
Petersburg	0.7	1.4	5.1	18.3	5.6	27.8	2.8	10.8
Jekaterinenburg	2.6	3.1	8.5	26.9	7.9	28.9	4.6	15.8
Barnaul	3.5	***)	9.0	21.4	10.5	33.6	7.3	19.3
Hüttenwerk Nertschinsk	6.3	***)	10.4	19.6	11.0	29.3	9.8	20.0
Peking	7.5	18.6	10.8	27.4	7.6	26.2	9.9	26.9
Nukuß (Amu-Darja)	7.3	26.0	11.8	39.5	13.8	50.5	14.3	50.5
Tiflis	5.4	17.0	8.9	30.0	9.7	31.0	8.1	29.0

*) Tägliche Amplitude der Temperatur.

**) Tägliche Amplitude der relativen Feuchtigkeit.

***) Wegen der niedrigen Temperatur sind die Psychrometerbeobachtungen an beiden Orten unsicher.

Am kleinsten sind in dieser Tabelle die täglichen Änderungen der relativen Feuchtigkeit in Petersburg im Dezember, wenn auch die tägliche Amplitude der Temperatur fast verschwindet. In den anderen Monaten zeigt Sitka die kleinsten Änderungen, wie es in einem so feuchten Seeklima dieser Breite zu erwarten ist. An den kontinentaleren Stationen beträgt die tägliche Amplitude der relativen Feuchtigkeit nahe an 30% oder selbst darüber im August. Die Stationen Barnaul und Hüttenwerk Nertschinsk haben eine zu kleine Amplitude der Feuchtigkeit im Vergleiche zu derjenigen der Temperatur, was wohl von den mangelhaften Psychrometerbeobachtungen kommt (die stündlichen Beobachtungen endeten im Jahre 1862). In Tiflis ist die Amplitude der Feuchtigkeit selbst im Dezember noch 17%, in Peking fast 19%, an letzterem Orte herrscht dann der trockene Monsun.

Besonders groß ist die Amplitude der Temperatur, wie der Feuchtigkeit in Nukuß in Zentralasien, im August und Oktober ist letztere über 50%, im Juni selbst über 53%. Hier ist die Luft, wenn auch im ganzen trocken, doch feuchter als in den benachbarten Wüsten, weil die künstliche Bewässerung in der nächsten Umgebung, wie auch in der Oase Chiwa im Westen die Luft mit Wasserdampf bereichert. Es frägt sich, wie groß mag die tägliche Amplitude der Feuchtigkeit in den Wüsten bei Nukuß sein? Es ist sehr wahrscheinlich, daß sie kleiner ausfallen wird.

Folgende Fälle sind jedenfalls in der Umgegend von Nukuß möglich, der erste im Hochsommer, der zweite im Herbste. Als frühen Morgen bezeichne ich die Stunde der niedrigsten Temperatur und der größten relativen Feuchtigkeit, als Nachmittag die Stunde der höchsten Temperatur und geringsten relativen Feuchtigkeit.

Sommer.

	Wüste.			Oase.		
	t *)	e^1 **)	$\frac{e'}{e}$ ***)	t	e	$\frac{e'}{e}$
Früh morgens	$18._4$	$7._4$	47	$19._6$	$12._2$	72
Nachmittags	$37._0$	$6._0$	12	$32._9$	$10._9$	29
Tägl. Amplitude	$18._6$	—	35	$13._3$	—	43

*) Temperatur. **) Dunstdruck. ***) Relative Feuchtigkeit.

Herbst.

	Wüste.			Oase.		
	t *)	e^1 **)	$\frac{e'}{e}$ ***)	t	e	$\frac{e'}{e}$
Früh morgens	$0_{.1}$	$2_{.7}$	58	$0_{.5}$	$4_{.2}$	85
Nachmittags	$17_{.0}$	$2_{.9}$	20	$14_{.7}$	$4_{.4}$	35
Tägl. Amplitude	$16_{.9}$	—	38	$14_{.2}$	—	50

Aus dieser Tabelle ist zu sehen, daß in der Oase die tägliche Amplitude der Temperatur kleiner, diejenige der relativen Feuchtigkeit größer ist, als in der Wüste. Es scheint mir eigentlich richtiger, die Amplitude der relativen Feuchtigkeit so darzustellen, daß sie in Prozenten der relativen Feuchtigkeit derjenigen Stunde genommen wird, wo sie am größten ist. So hätten wir z. B. für die oben betrachteten Fälle:

	Wüste.	Oase.
Sommer	35 : 47 = 74%	43 : 72 = 60%
Herbst	38 : 58 = 66%	50 : 85 = 59%

Allein bei dieser Weise der Darstellung ist die Amplitude in der Wüste größer, als in der Oase.

Im vorigen Kapitel ist der Einfluß der Lokalität auf die tägliche Amplitude und Periode der Temperatur erörtert worden. Gesetzt, der Dunstdruck sei derselbe auf einem Hügel und in einem benachbarten breiten Thale, so würde die tägliche Amplitude der relativen Feuchtigkeit schon darum in letzterem Falle größer sein, weil diejenige der Temperatur größer ist. Gewöhnlich wird jedoch der Dunstdruck im Thale größer sein, weil dort häufiger Gewässer vorhanden sind und selbst in trockenen Thälern die Vegetation üppiger ist und also mehr Wasser verdunstet; wegen des größeren Schutzes vor den Winden bleibt das verdunstete Wasser länger in der Nähe.

*) Temperatur. **) Dunstdruck. ***) Relative Feuchtigkeit.

Ich will folgende zwei Fälle wählen, welche häufig genug in Zentral- und Südrußland und den kontinentalen Teilen von Zentraleuropa vorkommen, der erste im Sommer, der zweite im Herbste. Wie früher nenne ich $\alpha \frac{e'}{e}$ die erste Art der Berechnung der Amplitude der relativen Feuchtigkeit, und $\alpha_1 \frac{e'}{e}$ die zweite Art.

Sommer.

	Hügel.			Thal.		
	t	e'	$\frac{e'}{e}$	t	e'	$\frac{e'}{e}$
Früh morgens	$20_{.6}$	$13_{.4}$	74	$19_{.6}$	$14_{.2}$	84
Nachmittags	$31_{.0}$	$12_{.7}$	38	$32_{.0}$	$13_{.5}$	38
$\alpha.t$ und $\alpha\frac{e'}{e}$	$10_{.4}$		36	$12_{.4}$		46
$\alpha_1 \frac{e'}{e}$			49			55

Herbst.

Früh morgens	$8_{.2}$	$6_{.7}$	82	$7_{.0}$	$7_{.5}$	100
Nachmittags	$18_{.0}$	$6_{.4}$	42	$19_{.0}$	$6_{.9}$	42
$\alpha.t$ und $\alpha\frac{e'}{e}$	$9_{.8}$		40	$12_{.0}$		58
$\alpha_1 \frac{e'}{e}$			52			58

Also ist die tägliche Amplitude der relativen Feuchtigkeit nach beiden Methoden der Berechnung größer im Thale.

In Gebirgsgegenden ist die tägliche Periode der absoluten wie relativen Feuchtigkeit verschieden von derjenigen der Ebenen, im ganzen haben Berge eine kleinere tägliche Amplitude als die letzteren und zwar hängt dies nicht nur von der kleinen Amplitude der Temperatur ab, sondern auch von dem aufsteigenden Luftstrome, welcher feuchte Luft gerade zu den wärmsten Stunden bringt. Daher haben Berge meistens eine merkliche tägliche Amplitude der absoluten Feuchtigkeit, welche in den ersten Nachmittagsstunden bedeutend zunimmt, am Abende jedoch wieder stark abnimmt.

Ich gebe hier einige Beobachtungen von hohen Stationen besonders der Schweiz im Vergleiche mit möglichst naheliegenden Thalstationen.

Juni 1832, 1833.

Stunden.	Zürich.		Rigi-Kulm.	
	e'	$\frac{e'}{e}$	e'	$\frac{e'}{e}$
4 a. m.	$10._6$	90	$6._3$	87
6 „	$10._7$	87	$6._4$	86
7 „	$10._9$	82	$6._6$	85
9 „	$11._1$	70	$7._0$	81
12 „	$10._9$	59	$7._5$	80
1 p. m.	$10._9$	59	$7._5$	78
3 „	$10._9$	60	$7._4$	80
4 „	$11._0$	61	$7._3$	81
8 „	$11._3$	76	$6._7$	86
10 „	$11._1$	82	$6._6$	88
Tägliche Amplitude	$0._{77}$	31	$1._{27}$	10

September, Oktober 1833.

Stunden.	Zürich.		Faulhorn.	
	e'	$\frac{e'}{e}$	e'	$\frac{e'}{e}$
4 a. m.	8.3	86	3.5	72
6 „	8.4	87	3.5	72
7 „	8.5	84	3.6	71
9 „	9.4	76	4.0	70
12 „	10.0	64	4.9	73
1 p. m.	9.8	61	5.0	76
3 „	9.8	58	5.1	81
4 „	9.7	59	4.9	81
8 „	9.2	77	3.9	76
10 „	8.9	80	3.3	75
Tägliche Amplitude	1.75	29	1.80	11

Dezember 1883.

	Bern.		Säntis.	
7 a. m.	3.8	90	1.8	83
10 „	4.0	88	2.0	82
1 p. m.	4.0	83	2.1	78
4 „	4.1	82	1.9	78
9 „	3.9	88	1.9	84

Auguſt 1883.

	Bern.		Säntis.	
7 a. m.	10.7	91	4.8	80
10 „	—11.1	73	5.4	81
1 p. m.	9.9	58	6.2	82
4 „	—9.2	51	6.1	83
9 „	11.0	79	5.1	83

St. Theodul.

Stunden.	Sommer.		Winter.
	e'	$\frac{e'}{e}$	$\frac{e'}{e}$
4 a. m.	—3.5	84	80
8 „	3.8	77	79
12 „	4.4	74	79
2 p. m.	—4.5	73	79
4 „	4.3	75	78
10 „	3.8	88	79

Stunden.	Clermont.		Puy de Dôme.		Clermont.	Puy de Dôme.
	e'	$\frac{e'}{e}$	e'	$\frac{e'}{e}$	$\frac{e'}{e}$	$\frac{e'}{e}$
	Sommer.				Winter.	
6 a. m.	9.9	77	7.3	88	79	92
9 „	10.4	62	7.8	87	78	91
12 „	10.9	53	8.6	82	70	91
3 p. m.	10.4	51	8.4	84	71	90
9 „	10.3	73	7.7	88	78	94

Schon aus diesen Zahlen ist zu sehen, wie verschiedenartig die Verhältnisse verlaufen. Allen Berg- und Paßstationen ist aber doch eine bedeutende Zunahme des Dunstdruckes gegen die Mitte des Tages und eine unbedeutende Veränderung der relativen Feuchtigkeit in den wärmeren Monaten eigen und zwar ist sie größer auf der höheren Paßstation als auf den niedrigen

Gipfelstationen (Rigi, Faulhorn, Säntis, Puy de Dôme). Aber die einen und die anderen haben eine größere relative Feuchtigkeit am späten Abend, als am frühen Morgen. Dies ist wohl so zu deuten, daß am Abend noch viel Wasserdampf von dem aufsteigenden Strome am Tage geblieben ist; in der Nacht aber sinkt die Temperatur in den Thälern bedeutend, die Luft zieht sich zusammen, und dies ruft an den Bergseiten eine absteigende Bewegung hervor, welche zur Abnahme der relativen Feuchtigkeit führt.

Besonders interessant sind die Verhältnisse von Bern und vom Säntis im August 1883. Es war unten ein Monat mit hohem Luftdrucke, geringer Luftbewegung und geringer Bewölkung, so in Bern 7 a. m. $4._0$; 1 p. m. $4._2$; 9 p. m. $3._2$, also ein Monat, an welchem der aufsteigende Luftstrom ganz besonders intensiv auftreten mußte. Dies sehen wir auch an der täglichen Periode der Bewölkung am Säntis, 7 a. m. $5._4$; 1 p. m. $6._3$; 4 p. m. $7._3$; 9 p. m. $5._1$, und die relative Feuchtigkeit stieg hier vom Morgen bis zum Abend, ohne Minimum am Nachmittage, während sie in Bern von 7 a. m. bis 4 p. m. um 40% abnahm. Ganz anders war es im Dezember, in Bern große Bewölkung (Monatsmittel $8._2$), große relative Feuchtigkeit, also kein mächtiger aufsteigender Strom und daher nahezu dieselbe Periode der Feuchtigkeit in Bern wie auf dem Säntis. Auch in Zentralfrankreich (Clermont, Puy de Dôme) ist die Periode im Winter viel ähnlicher als im Sommer, nur daß auch dann der Puy de Dôme wie der Säntis ein Abendmaximum haben. Jedenfalls ist die tägliche Periode der Feuchtigkeit sehr verwickelt in Bergländern, auch die Winde haben großen Einfluß darauf, da sie bald die Luft zum Auf-, bald zum Absteigen zwingen, in ersterem Falle also die relative Feuchtigkeit vermehren, in letzterem vermindern.

In Hochthälern kann die tägliche Amplitude der relativen Feuchtigkeit selbst größer sein als in niedrigen Thälern, wie auch die tägliche Amplitude der Temperatur. So war sie z. B. in den Sommermonaten der Jahre 1874—79 im Mittel:

	7 a. m.	1 p. m.	Differenz.
in Bern	81	60	21
Altſtätten	83	64	19
Beatenberg*)	86	79	70
Bevers	86	48	38
Neufchatel	83	63	20
Chaumont	82	69	13

Alſo im Hochthale Engadin nahezu doppelt ſo groß als in den niedrigen Thälern!

Die Bewölkung hat auch eine merkliche tägliche Periode, welche oft ſehr verwickelt ausfällt, und zwar, weil zwei der Hauptformen der Wolken eine entgegengeſetzte Periode haben. Die Haufenwolken (Cumuli) ſind hauptſächlich eine Form der wärmeren Tagesſtunden, während Nebel und Stratus am meiſten am frühen Morgen vorkommen; wo und wann alſo dieſe Wolkenformen vorwalten, wird die Bewölkung am größten am frühen Morgen ſein, während, wo Cumuli und ihnen verwandte Formen häufiger ſind, die Bewölkung am größten in den wärmeren Stunden des Nachmittags iſt. Sehr oft aber wird der tägliche Gang von beiden Formen beeinflußt, ſo daß Maxima am frühen Morgen und Nachmittag, Minima in den ſpäteren Morgenſtunden und am Abend vorkommen.

Gebirge, namentlich iſolierte Berge, haben gewöhnlich die Tendenz, die Menge der Cumuli zu vermehren, nur nicht im Winter in höheren Breiten, und wenn ein mächtiger, feuchter Luftſtrom ſie vom Meere aus überweht. Die Vermehrung der Cumuli wird durch die Erwärmung der Bergſeiten durch die Sonne erklärt, es erfolgt eine Verdünnung der Luft, eine Aſpiration der Luft über den Thälern, welche aufſteigt, ſich abkühlt, bis endlich die Waſſerdämpfe kondenſiert werden.

Auf der Tab. III iſt der Gang der Bewölkung an einigen Orten

*) Liegt an einem Bergabhange im N. des Thuner Sees 1150 m hoch. Die Lage der anderen Stationen iſt im vorigen Kapitel gegeben.

dargestellt.*) Ich knüpfe einige weitere Betrachtungen an diese Tabelle. In Madrid ist das Maximum am Tage, das Minimum in der Nacht, nur ist ersteres bedeutend später im Sommer, 4 p. m. statt Mittag. Zu Tiflis walten meist im Winter die Stratusformen vor, mit Maximum in den Morgenstunden, im Sommer finden wir eine merkliche Abnahme der Bewölkung gegen Mittag, wahrscheinlich während der dann stärkeren Winde. In Wien herrscht im Winter eine Bewölkung, welche die Herrschaft des Stratus, im Sommer eine solche des Cumulus andeutet. In Melbourne ist selbst im Sommer keine Zunahme der Bewölkung in den ersten Nachmittagsstunden zu erkennen, der kühle Seewind wirkt derselben entgegen. Noch deutlicher ist dies in Los Angeles in Kalifornien zu bemerken, wo im Sommer von 11 a. m. bis 9 p. m. die Bewölkung unter 1 ist, während 5 Stunden selbst 0, von 1 bis 6 a. m. aber über 8, d. h. in der Nacht kondensiert sich die Feuchtigkeit zu Nebeln und Stratusdecken, am Tage erhebt sich der kalte Seewind, welchem die Küste Kaliforniens ihren kalten Sommer verdankt, er bringt ins Thal und zerstreut die Wolkendecke. Ganz verschieden ist in derselben Jahreszeit der Gang der Bewölkung in Sherman im Felsengebirge: von 1 bis 3 p. m. das Maximum, ein zweiter aber viel kleineres, am Morgen. Die Tabellen für 2 Orte der Tropenzone während der Regenzeit (Bombay in Indien und Malange in S. W. Afrika) zeigen keineswegs die tägliche Periode, welche zu häufig als den Tropen in dieser Zeit eigen angenommen wird, d. h. klare Nächte und Morgen und große Bewölkung in der Mitte des Tages. Die Änderung ist im ganzen klein. Ich habe in Kap. 20 eigene Beobachtungen erwähnt, welche auch nicht mit der landläufigen Vorstellung stimmen.

Ich kann diese Betrachtung am besten mit folgenden Sätzen der oben zitierten Abhandlung schließen: „Diese große Verschiedenheit des täglichen Ganges sollte für uns ein Sporn sein, auch das bisher so vernachlässigte meteorologische Element etwas mehr zu beachten, als dies bisher geschehen; besonders aber würden stündliche oder wenigstens mehrstündliche Beobachtungen von in extremen Klimaten gelegenen Orten wünschenswert sein, da man

*) Die Zahlen sind hauptsächlich der Abhandlung Liznars entnommen. Zeitschr. f. Meteor. Bd. XIX, S. 241.

aus dem bisherigen Material gerade über den Einfluß der Lage der Station auf den täglichen Gang nur aus den kurzen Beobachtungsreihen in Afrika und Nordamerika Schlüsse ziehen könnte, welches Material, da nur in den Sommermonaten gewonnen, nur annähernd eine richtige Vorstellung liefern kann." *)

Über den täglichen Gang der Niederschläge haben wir noch weniger genaues, ziffermäßiger Material als über die Bewölkung. Aus den Beobachtungen der Stationen 2. Ordnung läßt sich über die Menge des Niederschlags, selbst in größeren Perioden des Tages nichts schließen, da dieselbe meistens nur einmal gemessen wird. Daß es interessant ist, die tägliche Periode des Niederschlages zu kennen, unterliegt keinem Zweifel, aber sicher ist es auch, daß dabei, wie bei allem, was den Niederschlag betrifft, längere Beobachtungen nötig sind, um sichere Mittel zu erhalten, als bei den anderen meteorologischen Elementen; und zwar ist bei der täglichen Periode der Unterschied noch größer, als bei der jährlichen. Ein Beispiel wird dies am besten beweisen. Nach den 19jährigen Beobachtungen in Batavia war die größte Abweichung nach oben, in Prozenten, im Mai 1866: er hatte 334 mm Regen, das Mittel ist 83. Ohne Mai ist das Mittel 79 mm, also um 5% kleiner. Die größte tägliche Menge fiel auch im Mai, nämlich am 15. des J. 1866 $168_{.0}$ mm. Das fünftägige Mittel des 11.—15. Mai ist $24_{.7}$ mm, aber ohne den 15. Mai 1866 $15_{.6}$ mm oder um 37% kleiner. An diesem Tage fiel von 7—8 p. m. 63 mm. Die Summe der Regenmenge, welche von 7—8 p. m. im Mai in 17 Jahren fiel**) ist 151 mm. Obige Summe abgezogen, bleibt 88 mm oder 42% weniger.

Ich habe das Beispiel von Batavia genommen, welches keineswegs extrem ist, denn in manchen Tropengegenden, wo der mittlere Regenfall nur $^1/_5$ oder $^1/_4$ von demjenigen von Batavia beträgt, sind ebenso große Regenfälle in einem Tage oder einer Stunde gemessen.

Bei dem Niederschlage wie bei der Bewölkung sind eigentlich zwei Haupttypen zu unterscheiden, welche eine tägliche Periodicität zeigen, die Gewitterregen mit Maximum von etwa 2—6 p. m.

*) Liznar, l. c. S. 250.

**) Sonntags ausgenommen.

(örtlich mehr oder weniger verschieden) und die Nebelregen, welche viel mehr in der Nacht und am frühen Morgen fallen, als zu anderen Tageszeiten. Die späteren Morgenstunden (etwa 8—11) sind daher meistens am ärmsten an Niederschlägen, jedoch auch hier giebt es Ausnahmen, wie dies für Prag von Augustin konstatiert wurde.*) Er fand z. B. im Frühling:

1 Min.	1 Max.	2 Min.	2 Max.	3 Min.	3 Max.
4—5 a. m.	8—9 a. m.	12—1 p. m.	2—3 p. m.	8—9 p. m.	10—11 p. m.
$1._9$ mm	$5._0$ mm	$2._7$ mm	$7._3$ mm	$4._1$ mm	$4._8$ mm

und im Sommer:

2—3 a. m	4—5 p. m.	6—7 p. m.	8—9 p. m.
$4._4$ mm	$11._7$ mm	$8._9$ mm	$10._3$ mm

Einige Zahlen über Batavia sind im Kap. 37 gegeben. Daraus folgt, daß dort in den Regen-Monaten, während der Herrschaft des feuchten W. Monsun, mehr Regen in der Nacht fällt, als am Tage, in den anderen Monaten aber walten ganz entschieden die Gewitterregen der Nachmittagsstunden vor.

In anderen Gegenden, selbst in den Tropen, regnet es fast nie in den ersten Nachmittagsstunden, wie an der Küste von Peru, wo ausschließlich feine Nebelregen fallen.

---

*) Zeitschr. f. Meteor. Bd. XVII, S. 243.

Kapitel 10.

Täglicher Gang des Luftdruckes und des Windes.

Die täglichen Änderungen des Luftdruckes haben jedenfalls ein klimatologisches Interesse, indem sie einerseits, wenn ungleichmäßig in nahen Orten erfolgend, Winde hervorrufen (wie die Land- und Seewinde), andererseits einen, wenn auch indirekten Maßstab der Wirkung der Sonnenstrahlen geben, denn eins ist sicher — so schwierig überhaupt dieses Problem noch ist —, daß die täglichen Änderungen des Luftdruckes in erster Linie ihre Ursache in der Wirkung der Sonnenstrahlen auf Luft, Wasser und Festland haben. Daher werden sie auch schwächer in höheren Breiten und verschwinden in den höchsten im Winter fast ganz. Die verschiedene Intensität der täglichen Schwankungen des Luftdruckes ruft auch, außer Winden in den unteren Luftschichten, einen bedeutenden Luftaustausch in höheren Schichten hervor. In den Tropen, wo die Erscheinung am regelmäßigsten ist, beobachtet man im ganzen eine doppelte Schwankung, mit Minima gegen 4 Morgens und Abends und Maxima gegen 10 Morgens und Abends. Das Maximum am Morgen und das Minimum am Nachmittage nenne ich die Tagschwankung, das Abendmaximum und Nachtminimum Nachtschwankung.

Zur Illustration dieser Erscheinungen dient die graphische Tab. V. Folgendes sind einige empirische Regeln. In den Tropen und niederen Breiten überhaupt haben wir folgendes:

1. Die tägliche Schwankung des Luftdruckes nimmt im ganzen mit der Höhe ab.

2. Auf offenem Meere ist die Tag- und Nachtschwankung etwa gleich groß.

3. Auf dem Meere ist in einiger Entfernung vom Lande das Nachtminimum tiefer als dasjenige am Nachmittage, auf dem Lande umgekehrt und außerdem auch hier das Tagmaximum höher. Dies wird am besten durch das Diagramm Kalkutta — Golf von Bengalen gezeigt.

4. Auf dem Lande wird die Tagschwankung größer in der trockenen Jahreszeit, kleiner in der regnerischen, die Nachtschwankung umgekehrt, so daß also in der Regenzeit eine Annäherung an ozeanisches Klima erscheint. So z. B. in Bombay, Abweichungen vom Tagesmittel mm.

	Nacht-minimum.	Tag-maximum.	Tag-minimum.	Nacht-maximum.	Tag-schwankung.
Trockene Zeit (April)	-0.72	$+1.64$	-1.44	$+0.45$	3.08
Regenzeit (Juli)	-0.82	$+0.89$	-0.81	$+0.64$	1.71

5. Bei dem Mangel stündlicher Beobachtungen im Inneren tropischer Kontinente sind uns noch viele Einzelheiten der täglichen Periode des Luftdruckes unbekannt, sicher ist jedoch, daß die Tagschwankung nach dem Inneren zunimmt. So ist z. B. die mittlere Differenz des Luftdruckes zwischen 10 a. m. und 4 p. m., welche ziemlich, oben nicht ganz, dem täglichen Maximum, resp. Minimum entsprechen, in Indien nach mm:

N. Br.	Abstand vom Meere.		Jahr.	April.	Juli.
$10^3/_4{}^0$	0	Negapatam	2.97	3.25	2.72
	95	Trichinopoli	3.33	3.86	3.05
$20^1/_2{}^0$	0	False Point	2.74	3.15	2.30
	95	Kattack	3.02	3.68	2.39

Also eine deutliche Zunahme nach dem Inneren. Zu dem zweiten Stationspaare ist sie viel größer in dem heißen und trockenen April als in dem regnerischen Juli.

In Gondokoro am oberen Nil, $4^1/_2{}^0$ N. Br., war die mittlere Differenz zwischen 9 a. m. und 4 p. m. im Jahre $3._{83}$, in der Regenzeit (Juli — September) $2._{99}$, in der trockenen Zeit (Oktober — Januar) $4._{37}$. Boussingault hat ebenso große Tagschwankung im Inneren des tropischen Südamerika beobachtet, so in Honda im heißen Thale des Magdalena $4._{75}$, in Antioquia $4._{40}$.

In niederen mittleren Breiten, bis etwa 45°, ist:

6. die Tagschwankung größer im Sommer als im Winter, wenn der Sommer nicht Regenzeit ist (Tiflis, Nukuß, Leh).

7. Wo im Sommer eine scharf charakterisierte Regenzeit ist, dort finden wir dann eine kleinere Tagschwankung, als in den übrigen Jahreszeiten (Allahabad, Peking). In der trockenen Zeit ist sie größer in den Monaten, wo die Sonne mehr Wärme giebt, (z. B. im April größer als im Januar).

8. Im Sommer erscheint das Tagmaximum früher (teilweise schon um 7 a. m.), das Minimum später (bis 6 p. m.), so daß die Zeit am Tage, während welcher der Luftdruck abnimmt, länger wird. Im Winter ist hingegen diese Periode kürzer und daher ist die Abnahme des Luftdruckes um Mittag eine sehr rasche.

9. Im großen und ganzen ist in Thälern die Tagschwankung größer, als in Ebenen, in letzteren größer, als auf Hügeln und Bergen. Dies gilt natürlich auch für die Tropen; so wurde nach Boussingault im Hochthale von Karthago (978 m) im 5jährigen Mittel $4._{20}$ beobachtet, in den heißen Llanos des Meta $3._{25}$. In niederen mittleren Breiten ist die Tagschwankung in trockenen Hochthälern sehr groß (Leh).

10. In trockenen Thälern verschwindet im Sommer die Nachtschwankung ganz (Tiflis, Leh) und die tägliche Periode des Luftdruckes wird zu einer einfachen, wie diejenige der Temperatur, anstatt einer doppelten, wie gewöhnlich.

11. In Gebirgen, namentlich auf isolierten Bergen, verspätet sich das Tagmaximum und tritt am Nachmittage ein, das Nachtminimum ist sehr deutlich ausgeprägt teilweise wird die Periode zu einer einfachen, mit Minimum früh morgens und

Maximum nachmittags). In den Tropen ist selbst auf ziemlich hohen Bergen (Dodabetta) auch die Tagschwankung deutlich ausgeprägt und selbst die Stunden der Maxima und Minima dieselben.

12. In höheren Breiten ist im Inneren der Kontinente die Verlängerung der Periode vom Morgenmaximum bis zum Nachmittagsminimum im Sommer noch größer, ebenso auch die Verkürzung im Winter.

13. Am Meere und dessen Nähe verspäten sich beide (Petersburg, Utrecht), noch mehr aber auf offenem Meere (Norwegisches Meer) und sind überhaupt unbedeutend.

Die am meisten verbreitete Erklärung des Morgenmaximums ist die, daß wir es hier mit einer Zunahme der Spannkraft der Luft und der Wasserdämpfe, durch Zunahme der Temperatur zu thun haben. Dann wird die Trägheit überwunden, und es entsteht ein aufsteigender Luftstrom, der Luftdruck sinkt dadurch bis einige Stunden nach dem Maximum der Temperatur und steigt dann wieder. Soweit ist die Erklärung zutreffend, aber für die Nachtschwankung giebt es keine ganz zutreffende Erklärung.

Die Abnahme des Luftdruckes vom späten Abend bis zum frühen Morgen wird gewöhnlich durch die Ausscheidung von Tau und Reif, welche die Quantität des Wasserdampfes in der Luft vermindert, erklärt. Viele Thatsachen sind im Einklange damit, so z. B. die größere Tiefe des Nachtminimums am Meeresufer, als inmitten der Kontinente und in der Regen-, als in der trockenen Zeit. In Tiflis z. B. sind die größten Stundenmittel der relativen Feuchtigkeit im Juli und August 71% und 72%, in diesen Monaten fehlt das Nachtminimum ganz, im April, Mai, Juni und September schwanken sie von 76 % bis 79 % und in diesen Monaten ist eine kleine Nachtschwankung vorhanden, $0_{.02}$ bis $0_{.09}$ mm. In den anderen 6 Monaten sind die größten Stundenmittel der Feuchtigkeit 80 % bis 85 %, die Nachtschwankung $0_{.10}$ mm bis $0_{.20}$ mm.

Auch die unbedeutende Nachtschwankung in höheren Breiten ist dieser Hypothese günstig, denn hier ist überhaupt wenig Wasserdampf vorhanden, so daß jedenfalls die Ausscheidung des Wasserdampfes einen großen Teil der Nachtschwankung erklärt.

Herr Augustin hat auf einen interessanten Zusammenhang

zwischen den Schwankungen der Temperatur und des Luftdruckes hingewiesen.*) Nach ihm steigt der Luftdruck, wenn die Temperaturänderungen größer, fällt jedoch, wenn sie kleiner werden.

Für das Morgenmaximum des Luftdruckes trifft seine Hypothese ganz zu, so ist in Prag im Winter die größte Steigung der Temperatur zwischen 10—11 a. m. und um 11 a. m. das höchste Stundenmittel des Luftdruckes $+0.31$. Im Sommer steigt die Temperatur am meisten von 7—8 a. m. und das höchste Stundenmittel des Luftdruckes ist um 8 a. m. $+1.37$. Für das Nachmittagsminimum trifft seine Erklärung aber nicht zu, ebenso wenig für die Nachtschwankung. Richtiger wäre zu bemerken, das Nachmittagsminimum des Luftdruckes fällt zwischen den Stunden der höchsten Temperatur und ihrer schnellsten Abnahme. So z. B. in Ray, ganze Stunden p. m:

	Winter.	Sommer.	Herbst.
Höchste Temperatur	2	3	3
Nachmittagsminimum des Luftdruckes	3	5—6	4
Größte Abnahme der Temperatur	5—6	7—8	5—6.

In den Diagrammen wird wohl die Abnahme der Tagesschwankung von Tiflis nach Nukuß befremden: letzteres, als weiter im Inneren des Kontinentes gelegen, sollte doch eine größere haben. Jedoch liegt Tiflis in einem trockenen Thale, zwischen zwei Meeren, daher bildet sich eine tägliche Luftzirkulation, wie die weiter unten als Erklärung der täglichen Land- und Seewinde erwähnte. Nukuß hingegen ist, wegen der künstlichen Bewässerung, feuchter als die umliegenden Wüsten und diese mindert die Tagschwankung. Dasselbe kann von Jarkand bemerkt werden, wo trotz der extrem kontinentalen Lage und der nicht großen Höhe die Nachtschwankung auch im Sommer nicht fehlt, während sie in dem höheren Leh nicht vorhanden ist.

*) Zeitschr. f. Meteor. Bd. XVIII.

Buchan hat auf viele ähnliche Fälle hingewiesen,*) der interessanteste ist der kleine Betrag der Tagschwankung an den Ufern des Mittelmeeres im Sommer (Neapel), obgleich im Sommer Bewölkung und Regenmenge klein sind, also günstige Bedingungen für eine große Tagesschwankung. Hier ist sie sogar kleiner als im Winter. Buchan erklärt diese durch den Luftaustausch mit dem Innern von Spanien und der Sahara, wo die Erwärmung und tägliche Amplitude der Temperatur sehr groß sind. Im Winter findet solch ein Austausch der Luft nicht statt, daher ist die Tagschwankung des Luftdruckes größer. Buchan hat auch die Abnahme der Tagesschwankung an den Ufern des Atlantischen Ozeans, der Nordsee ꝛc. bewiesen, aber hier ist der Unterschied gegen das Innere der Kontinente kleiner, weil so stark erwärmte Flächen wie die Sahara in der Nähe fehlen.

Ich habe die Verhältnisse der Gebirge schon oben erwähnt. Der höhere Luftdruck in den ersten Nachmittagsstunden wird durch die Verhältnisse der Temperatur erklärt; durch die Erwärmung der unteren Luftschichten werden die Flächen gleichen Druckes erhöht, der aufsteigende Luftstrom führt daher mehr Luft in die Höhe. In der Nacht zieht sich die Luft zusammen, es ist mehr Luft in den unteren Schichten vorhanden, der Luftdruck sinkt daher bedeutend auf den Bergen. Jedoch gilt dies mehr für isolierte Berge in der Nähe von tiefen Thälern und Ebenen. Hochthäler werden eine bedeutende Tagschwankung haben und auch an isolierten Bergen im Innern eines sehr breiten Gebirgsystems, wie etwa des Thian Schan, wird jedenfalls die tägliche Periode anders sein, als bei Bergen, die gerade über Ebenen aufsteigen.

Der viel kleinere relative Unterschied in der täglichen Periode des Luftdruckes in Ebenen und Gebirgen der Tropen, wie auch der bedeutende Betrag der Tagesschwankung auf den tropischen Ozeanen, führt uns zu dem wichtigen Schlusse, daß in den Tropen ein großer Teil dieser Schwankung in der Luft selbst vorgeht, ohne Unterschied der Unterlage; je höher hingegen die Breiten, ein desto größerer Betrag der Schwankung findet in den, dem Boden unmittelbar anfliegenden Schichten statt. Daher ist auch z. B.

---

*) Diurnal oscillations of the barometer Trans. R. Soc. Edinburgh, v. XXVII.

der Einfluß der Bewölkung hier relativ größer; in den Tropen ist auch an bedeckten Tagen die regelmäßige tägliche Schwankung des Luftdruckes vorhanden.

Die tägliche Schwankung des Luftdruckes in Kalkutta und auf dem Golfe von Bengalen im Januar giebt die Möglichkeit, den Gradient bei Land- und Seewinden zu berechnen und deren Ursache zu erklären. In den Mittagsstunden ist die Erwärmung des Landes größer, es steigen die Flächen gleichen Druckes, und endlich wird in einiger Höhe die Luft vom Lande auf das Meer abfließen, hier den Luftdruck erhöhend, auf dem Lande erniedrigend, bis endlich ein Wind vom Meere auf das Land entsteht. In der Nacht ist das Umgekehrte der Fall, die Luft über dem Lande ist kälter, die Flächen gleichen Druckes niedriger, eine Luftzufuhr vom Meere entsteht in einiger Höhe, der Luftdruck über dem Lande steigt und es erhebt sich ein Landwind. Der Gradient vom Golfe nach Kalkutta um 4 p. m. beträgt etwa $0._{389}$ mm pr. 1°, der Gradient von Kalkutta zum Meere ist $0._{443}$, also ist er größer, wie der mittlere Gradient in den Passatzonen der Ozeane.

Es ist schon vielfach die Hypothese geäußert worden, daß die Verschiedenheit der Ortszeit, verbunden mit den täglichen Schwankungen des Barometers, große Luftbewegungen längs der Parallele hervorruft, so daß z. B. von 10 a. m. bis 4 p. m. die Bewegung von Westen erfolgen müsse, weil in demselben Momente der Luftdruck im Westen höher stehe. Es werden also Luftströmungen von 15° des Paralleles pr. Stunde angenommen.

Die stündlichen Beobachtungen in der Gangesebene geben mir die Möglichkeit, den dabei möglichen Gradient zu berechnen und zwar bei großen täglichen Schwankungen des Luftdruckes. In Patna sind sie am größten im März, die größte stündliche ist $0._{549}$ mm von Mittag bis 1 p. m. (Abnahme). Also wird an einem Orte 15° westlich davon, wenn die tägliche Periode des Luftdruckes dieselbe ist, was große Wahrscheinlichkeit hat, in demselben Augenblicke (Ortszeit Mittag) der Luftdruck um $0._{549}$ mm. höher sein, als in Patna (Ortszeit 1 p. m.). Da 15° des Paralleles unter $25^1/_2$° Br. eine Entfernung von 1508 km ausmachen, so wäre der Gradient nur $0._{0404}$ mm auf 1° des Meridians, also nur $^1/_{10}$ des Gradienten morgens und nachmittags zwischen Kalkutta und dem Golfe von

Bengalen. Ein solcher Gradient ist wohl kaum im stande, eine merkliche Luftbewegung zu erzeugen, um so weniger, 1) weil er nur kurze Zeit in derselben Richtung fortdauert, 2) da er am größten ist in der unteren Luftschicht, wo die Reibung am größten.

Noch ein Beispiel für eine höhere Breite! In Petersburg ist im Juni die schnellste Änderung $0_{\cdot 08}$ mm von 4—5 p. m. 15° des Parallels unter 60° N. Br. = 857 km. Also ist hier ein Gradient von W.—E. von nur $0_{\cdot 0104}$ auf 1° des Meridianes, also $^1/_4$ desjenigen in Patna und $^1/_{40}$ desjenigen von Kalkutta und dem Golfe von Bengalen.

Die tägliche Änderung der Winde an den Küsten (Land- und Seewinde) hat schon lange die Aufmerksamkeit erregt, ebenso auch einige tägliche Gebirgswinde, aber sonderbarer Weise wurde erst in den letzten Jahren die Aufmerksamkeit auf die Verstärkung des Windes in der Mtite des Tages gelenkt, welche sehr regelmäßig auf den Kontinenten vorkommt. Dieser kontinentale Typus der Winde, oft ohne jegliche Änderung der Richtung, kommt besonders da zum Vorschein, wo der Boden stark durch die Sonne erwärmt wird, also mehr in niederen Breiten als in hohen, mehr in der trockenen Zeit als in der Regenzeit und in mittleren Breiten häufiger im Sommer als im Winter. Es giebt Gegenden und Jahreszeiten, wo fast jeden Tag um Mittag Sturm ist, nachts sehr schwacher Wind oder Windstille, wie dies aus Beobachtungen von Prjewalsky in der Mongolei und Nordtibet*), von Nachtigal im Sudan**) und von Jonas in den Llanos von Venezuela***) zu ersehen ist. Es ist besonders das Verdienst Hanns, die Aufmerksamkeit auf diesen Punkt gelenkt zu haben†); er bewies auch, daß diese Verstärkung nicht von einer Änderung der Windrichtung abhänge, sondern bei allen vorkomme, nur nicht in gleichem Maße. Er hat auch hervorgehoben, daß auf hohen isolierten Bergen der Wind in der Mitte des Tages schwächer werde (s. Diagramme, Säntis, Dodabetta). Köppen hat††) eine rationelle

*) S. seine beiden Reisewerke und mein „Klima von Innerasien", Zeitschr. f. Meteor. Bd. XII.

**) Aus Sahara und Sudan, Bd. II.

***) Petermann, Mitteilg. 1879, S. 275.

†) Zeitschr. f. Meteor. Bd. XIV u. ff.

††) Zeitschr. f. Meteor. Bd. XIV S. 334.

Erklärung der Erscheinungen gegeben. Er betrachtet drei mögliche Erklärungen:

1. Eine Verstärkung der örtlichen Gradienten in den ersten Nachmittagstunden (Gewitter, Tornados). Dies kann nur einen kleinen Teil der Erscheinung erklären, denn Gewitter etc. fehlen gerade in vielen Gegenden in den Jahreszeiten, wo die mittägliche Verstärkung des Windes besonders hervortritt. Am Vormittage sind sie überall selten und doch steigt auch die Windstärke regelmäßig etwa von 8 a. m. bis Mittag.

2. Veränderung der physikalischen Eigenschaften der Luft. Bekanntlich ist, bei sonst gleichen Bedingungen, die Stärke des Windes größer bei niedrigerem Luftdrucke und höherer Temperatur. Die erste Ursache bei der hier betrachteten Erscheinung ist sehr unbedeutend, denn die tägliche Schwankung des Luftdruckes beträgt kaum je über $^1/_2$ % des ganzen Luftdruckes, und zwar ist der niedrigste meistens um 4 p. m., die größte Windstärke aber etwa um 1 p. m. Auch die Zunahme der Temperatur kann unter den günstigsten Bedingungen das spezifische Gewicht der Luft in den untersten Schichten nur um 5 % von der Nacht zu den wärmsten Tagesstunden vermindern, während sehr oft die Windstärke mehr als doppelt ist um Mittag als in der Nacht.

3. Es verbleibt die Wirkung der auf- und absteigenden Luftströme. Bekanntlich ist die Windstärke in den unteren Luftschichten viel kleiner, als höher hinauf; indem die Luft aufsteigt, bringt sie ihre frühere kleinere Geschwindigkeit mit, wodurch die Abnahme der Windstärke in der Mitte des Tages an isolierten Bergen erklärt wird. Die herabgekommene Luft höherer Regionen bringt ihre größere Geschwindigkeit in die unteren Luftschichten mit, wodurch die Verstärkung des Windes in der Mitte des Tages erklärt wird.

Die Theorie Köppens erklärt also beide Erscheinungen, ebenso auch die ziemlich konstante Windstärke auf den Ozeanen, wo, wegen der unbedeutenden Erwärmung des Wassers, keine aufsteigenden Luftströme vorhanden sind.

Die tägliche Periode der Windstärke ist auf Tabelle IV abgebildet nach Beobachtungen an registrierenden Anemometern. Auf den Ozeanen ist nur eine Reihe solcher Beobachtungen von

dem russischen Seeoffizier Domojirow gemacht (S. Diagramm, Indischer Ozean 1° — 9° S. Br.).

In Europa ist die Verstärkung des Windes an klaren Tagen viel größer, als an bedeckten und auch regelmäßiger (Petersburg, Upsala, Wien). In Europa und Zentralasien ist sie auch viel bedeutender im Sommer, als im Winter (Krakau, Nukuß), in höheren Breiten fehlt sie ganz im Winter, ist aber im Frühling selbst bei sehr niedrigen Temperaturen vorhanden (Sagastyr).

Auf isolierten Bergen ist die Windstärke kleiner in der Mitte des Tages (Säntis, Dobabetta).*) Wo ein Seewind eintritt, da ist die größte Windstärke bedeutend später (Bombay März—April, Batavia Juni—September). Wo eine sehr markierte Regenzeit vorhanden ist, ist dann die Verstärkung des Windes unbedeutend (Bombay Juli).

Aus dem Inneren der Kontinente niederer Breiten fehlen leider noch stündliche anemometrische Aufzeichnungen, dort würde die Verstärkung des Windes in der Mitte des Tages noch stärker hervortreten.

Für Rußland habe ich auch die Resultate aus weniger genauen Beobachtungen berechnet und in einer Zahlentabelle dargestellt, s. Kap. 26.

Die tägliche Periode der Windrichtung auf den Kontinenten ist in den letzten Jahren auch oft erörtert worden, aber es ist unmöglich, hier so klare, allgemein giltige und leicht erklärbare Verhältnisse zu finden, wie bei der Windstärke, daher ich von diesem Thema abstehe.

*) Ich habe leider die Resultate der längsten Beobachtungsreihe auf isolierten Bergen, diejenige des Obir, nicht benutzen können, weil die Zahlen sich nicht in m pr. Sekunde reduzieren ließen.

Kapitel 11.

Temperaturänderung mit der Höhe in Bergländern und in der freien Atmosphäre.

Es ist eine allgemein bekannte Thatsache, daß gewöhnlich die Temperatur der Luft abnimmt mit der Entfernung von der Oberfläche der Erde, daß sie ebenso in Bergländern in hohen Lagen tiefer ist, als in niedrigeren. Jedoch ist sehr vieles bei diesem Gegenstande noch nicht hinlänglich klar, trotz der vielen Beobachtungen und Untersuchungen, welche wir über den Gegenstand besitzen.

Um in diesen Fragen sicher zu gehen, müssen die verschiedenen Elemente derselben getrennt werden. Die Frage zerfällt also in 2 Teile: 1) Wie verändert sich die Temperatur, unter verschiedenen Umständen, in vertikaler Richtung mit der Entfernung von der Oberfläche der Erde? Hier handelt es sich also nicht nur um die immer zunehmende Höhe (oder Verdünnung der Luft), sondern auch um die weitere Ferne von der, die Wärme stark aufnehmenden und ausstrahlenden Oberfläche der Erde. 2) Wie verändert sich die Temperatur, wenn nur die Höhe (resp. Verdünnung der Luft) zunimmt, andere Umstände aber dieselben bleiben, d. h. bei gleichem Abstande von der Oberfläche der Erde und gleicher Beschaffenheit der letzteren? Streng genommen, müßte man somit Ebene mit Ebene, Thal mit Thal, Berg mit Berg vergleichen und auch auf andere Umstände Rücksicht nehmen. Natürlich können so strenge Prämissen nicht ganz erfüllt werden,

in der größeren Zahl der Fälle müssen wir uns mit einer sehr unvollkommenen Annäherung begnügen.

Sehr oft, und namentlich bei klimatologischen Fragen, werden *Orte in gleichem Abstande von der Erdoberfläche verglichen, aber bei nicht gleicher Beschaffenheit der letzteren*, und zwar sind in der überwiegenden Mehrzahl der Fälle die höheren Orte in einem gegebenen Berglande einem minder massenhaften Teile der Oberfläche der Erde benachbart, als die niedrigeren.

In Hinsicht der ersten Frage sind wir, die allerunterstenLuftschichten ausgenommen, leider auf Beobachtungen in Luftballons beschränkt, mit allen ihnen innewohnenden Übelständen, namentlich: 1) der Kürze der Beobachtung, welche nicht erlaubt, entfernt so sichere Resultate zu erhalten, als bei festen, langandauernden Beobachtungen; 2) bei der Schnelligkeit der vertikalen Ortsveränderung können die Thermometer nicht unmittelbar folgen, die abgelesene Temperatur kann also sehr verschieden von der wirklichen sein und zwar werden sie beim Aufsteigen höhere, beim Absteigen niedrigere Temperaturen anzeigen, als die wirklich vorhandenen. Durch sogen. Ballons captifs ist es möglich, eine höhere Luftschicht, als bisher, in den Bereich der festen, sicheren Beobachtungen zu ziehen, aber jedenfalls nicht annähernd zu der Höhe, auf welche es möglich ist, mit freien Ballons zu kommen.

Von den Gelehrten, welche die Temperaturbeobachtungen bei Ballonfahrten zu Bestimmungen der Änderung der Temperatur mit der Höhe benutzten, verfuhren einige so, daß sie die Abhängigkeit dieser Änderung von der Höhe suchten, andere hingegen suchten die Abhängigkeit dieser Änderung von dem Luftdrucke.

Das erste Verfahren mußte das natürlichere scheinen und empfahl sich auch noch dadurch, daß die Temperaturänderungen in Gebirgsländern allgemein in dieser Art dargestellt wurden. So folgten denn die meisten Gelehrten dieser Methode.

Jedoch sind Ursachen vorhanden, warum diese Methode viel weniger auf die freie Luft anwendbar ist, als auf Gebirgsländer. In letzteren ist die genaue Höhe eines Beobachtungsortes auch später zu ermitteln, also können Temperaturbeobachtungen

begonnen werden, wenn nicht nur kein Präziſions-Nivellement, ſondern ſelbſt keine barometriſche Ermittelung der Höhe vorhanden iſt. Bei Ballonfahrten kann der Ort der Beobachtung nicht wieder gefunden werden, es hängt alſo die Ermittelung der Höhe von der einmaligen Luftdruckbeobachtung ab.

Je höher man ſteigt, deſto weniger ſicher wird die barometriſche Höhenmeſſung, denn viele der Mittel, welche bei ſolchen Meſſungen in Bergländern helfen können, namentlich eine größere Zahl von Beobachtungen zu verſchiedenen Stunden und Jahreszeiten, ſind hier unmöglich. Daher können wir die Darſtellung der Temperatur als Funktion der Höhe bei Ballonfahrten nur als eine unnütze Verwickelung betrachten, ſchon darum, weil die Höhe nur durch den Luftdruck ermittelt werden kann.

Daher ſcheint es einfacher und ſicherer zu ſein, einen Zuſammenhang zwiſchen Luftdruck und Temperatur zu ſuchen, wie Herſchel*) und Mendeleef**) gethan, weil beide Größen durch Beobachtung gewonnen werden. Mendeleef berechnete die Beobachtungen bei den günſtigſten Ballonfahrten Glaishers, d. h. ſolchen bei ſchönem Wetter und vereinigte die Temperaturen, welche bei dem Auf- und Abſteigen gemacht wurden. Dieſe Rechnungen zeigten ihm, daß zwiſchen beiden Größen eine einfache Relation beſteht und daß an der Grenze der homogenen Atmoſphäre, wo der Luftdruck faſt 0 iſt, eine beſtändige Temperatur C anzunehmen ſei. Bezeichnet man mit:

t_o die Temperatur der unteren Station,
t_h diejenige der oberen Station,
p_o den Luftdruck der unteren Station,
p_h denjenigen der oberen Station,

ſo beſteht der Ausdruck:

$$C = \frac{t_h \cdot p_o - t_o \cdot p_h}{p_o - p_h}.$$

Nach den beſten Beobachtungen Glaishers fand Mendeleef $C = -36°$. Soll die wahrſcheinliche Temperatur bei niedrigerem

*) Meteorology, 2. edition, Edinburgh 1882.
**) Arch. des sciences physiques (Genève) Mars 1876.

Luftdrucke und bekannter Größe von C gefunden werden, so ist:

$$t_h = C + \frac{t_o - C}{p_o} \cdot p_h.$$

Ich bemerke noch ausdrücklich, daß auch der Autor seine Formel als eine empirische betrachtet und 1) eine gewisse Unbestimmtheit der Grenze der homogenen Atmosphäre zugiebt, wo die Temperatur C angenommen wird, 2) die von ihm berechnete Temperatur C als nur annähernd richtig betrachtet.

Mit diesen Einschränkungen scheint mir die Hypothese von Mendeleef auch für Meteorologen sehr beachtenswert.

Es ist leicht zu sehen, daß sie unter sonst gleichen Verhältnissen ein rascheres Sinken der Temperatur mit der Höhe (resp. Abnahme des Luftdrucks) bei hoher, als bei niedriger Temperatur annimmt, was vollständig mit der Wärmelehre stimmt. Auch einige andere Gelehrte, welche die Abhängigkeit der Temperaturänderung von der Höhe und nicht von dem Luftdrucke suchten, führten in ihre Formeln die Anfangstemperaturen ein, um diese Verhältnisse zu berücksichtigen.*)

In der Höhe, für welche die Temperatur *C* gilt, muß letztere Winter und Sommer, ebenso auch über dem Pol und Äquator gleich sein; je stärker also die unteren Luftschichten erwärmt sind, desto rascher nimmt die Temperatur in vertikaler Richtung ab. Der Erfahrungssatz, daß sie im Winter langsamer abnimmt, als im Sommer, stimmt ganz damit überein.

Es schien mir interessant, die Temperatur *C* auch aus einer Luftschiffahrt M. A. Rykatschefs bei Petersburg zu ermitteln. Wenn auch der russische Meteorolog eine viel kleinere Höhe erreichte, als Glaisher und Tissandier, waren die anderen Umstände bei seiner Luftfahrt sehr günstig, nämlich: 1) sorgfältige Wahl der Instrumente, wobei solche gebraucht wurden, welche den Ände-

*) So der Astronom A. Sawitsch im Wjestnik der K. Russ. Geogr. Ges. Bd. 8, wo er für Höhen über 4 Werst (oder Kilometer) annimmt $t_1 - t = S\,(4_{\cdot 2} + 0_{\cdot 08}\, t_1 - 0_{\cdot 11}\, S)$, wo S den Höhenunterschied in Kilometern bedeutet.

rungen rasch folgten, 2) eingehende Bearbeitung durch den Beobachter selbst*), 3) kleine Änderungen der Temperatur, während der 4 Stunden der Luftfahrt nur um $0.^{0}_{75}$ und der relativen Feuchtigkeit nur um 7%, wobei letztere ziemlich regelmäßig zunahm 4) da während der ganzen Zeit die Bewölkung schwach, die relative Feuchtigkeit äußerst gering war, von 27 bis 34%, der Wind E, also sehr kontinentale Witterung, wie sie während der Luftfahrten Glaishers in dem Grade nie vorkam 5) weil der Ballon sich zwischen St. Petersburg und Kronstadt befand und an beiden Orten korrespondierende Beobachtungen gemacht wurden.

Die Größe von C ergiebt sich aus diesen Beobachtungen in folgender Weise: Zwischen der Erdoberfläche und dem Luftdrucke von $468._{6}$ mm, wo der Ballon einige Minuten verweilte auf $-42._{3}^{0}$; zwischen Erdoberfläche und Luftdruck $493._{6}$ mm $-41._{1}^{0}$; zwischen den Luftdrucken $568._{6}$ und $468._{6}$ $-43._{3}^{0}$. Mittel also $-42._{2}^{0}$ oder rund -42^{0}.

Ich versuchte aus Beobachtungen in Berggegenden die Konstante C zu berechnen. Natürlich ist dabei auf die Erwärmung des Bodens am Tage und die Ausstrahlung in der Nacht Rücksicht zu nehmen, ebenso darauf, daß die ersteren Einflüsse im Sommer, die letzteren im Winter vorwalten. Auch sind Ebenen und Thäler solchen Einflüssen mehr ausgesetzt, als Berge, namentlich isolierte, also müssen letztere unter sonst gleichen Umständen im Sommer kälter, im Winter wärmer sein, als letztere. Jedoch daraus, daß in mittleren Breiten im Jahresmittel kein erheblicher Unterschied in der Jahrestemperatur solcher Lagen existiert, ist zu sehen, daß dort im Laufe des Jahres die beiden Einflüsse sich nahezu kompensieren. (In höheren Breiten, namentlich im Inneren der Kontinente, müssen hingegen die Thäler kälter sein, s. Met. Zeitschr. Bd. I, S. 443.)

Ich gebe nun die Werte von C im Jahresmittel für Bergländer in den Breiten von 39^{0} — 47^{0} N. Die Werte für einzelne Monate führe ich nur an, um zu zeigen, wie sehr verschieden das Resultat werden kann, wenn die oben erwähnte Kompensation nicht stattfindet.

**) Sapiski der allgemeinen Geographie der K. Russ. geogr. Ges. Bd. VI.

Werte von *C*.

Region.	Stationspaar.	Jahr.	Dez. u. Jan.	Juni u. Juli	Frühling.
Felsengebirge:	Denver u. Pikes Peak.	$-50._3$	$-41._1$	$-48._7$	$-56._8$*)
Appalachen:	Burlington und Mt. Washington	$-44._1$	$-40._8$	$-44._1$	—
Auvergne:	Clermont u. Puy de Dôme	$-44._2$	$-23._6$	$-52._6$	—
Schweizer Alpen:	St. Bernhard und St. Théodul***)	$-48._7$	$-48._2$	—	—
	Genf u. St. Bernhard***)	$-42.$	—	—	—
	Bern u. Sils***)	$-40._0$	$-42._8$	$-32._3$	$-49._3$**)
	Bern u. Bevers***)	$-42._9$	$-58._9$	$-27._9$	—
Jura:	Neufchatel u. Chaumont	$-.36._7$	—	—	—
	Mittel:	$-43._6$	—	—	—

Aus dieser Tabelle ist zu ersehen, daß im Jahresmittel nur das Paar Neufchatel-Chaumont einen Wert von *C* giebt, welcher nahe dem von Mendeleef gefundenen ist, alle anderen einen viel niedrigeren. Es macht sehr wenig Unterschied für das Jahresmittel, ob Thal mit Thal (Bern-Bevers), oder Thal mit isoliertem Berge (Clermont-Puy de Dôme, Burlington-Mt. Washington), oder Seegestade mit Paß (Genf-St. Bernhard) verglichen werden. Es ist auch zu sehen, daß das Mittel aller dieser Stationen einen Wert von *C* giebt, welcher nicht bedeutend von dem nach der Ballonfahrt von Rykatschef berechneten abweicht, darum nehme ich im Folgenden — 42° als Wert von *C* an. In den einzelnen Jahreszeiten kommen ganz enorme Differenzen im Werte von *C* vor. Der Wert von *C*, oder richtiger dessen Abweichung vom Mittel, giebt einen Fingerzeig auf die Fälle, wo starke Erwärmung oder Erkaltung vorwalten. Diese ist eher in Ebenen und Thälern zu erwarten, also im ganzen eher an den unteren Stationen der einzelnen Paare. Dies ist ganz besonders bei Clermont-Puy

*) Mai.
**) März und April.
***) Mit Breitekorrektion.

de Dôme zu sehen. Aber wenn ein Hochthal mit einem niedrigeren Thale verglichen wird, so kommt es vor, daß oben Erkaltung im Winter und Erwärmung im Sommer relativ stärker sind, als unten, s. z. B. Bern-Bevers. Dann ist der jahreszeitliche Gang der Werte von *C* ein entgegengesetzter.

Das Plateau am Fuße der Felsengebirge ist überhaupt stark erwärmt, selbst im Jahresmittel, daher ein so niedriger Wert von *C* selbst im Jahresmittel (Denver — Pikes Peak).

Liegt an der oberen Station Schnee, an der unteren nicht, so wird auch der Wert von *C* niedrig, im letzteren Falle ist es im Mai, bei dem Paare Bern-Sils im März und April der Fall.

Es ist gegen die Annahme einer relativ so hohen Temperatur an der Grenze der Atmosphäre, wie sie Mendeleef annimmt, angeführt worden, sie sei nicht zulässig, weil dadurch zugegeben werde, an der Oberfläche der Erde sei die Temperatur zuweilen niedriger, als an der Grenze der Atmosphäre; in diesem Falle gilt die Einwendung auch gegen den von mir angenommenen Wert — 42°, weil nicht nur in hohen Breiten niedrigere Temperaturen beobachtet wurden, sondern in Werchojansk die Mitteltemperatur der 3 Wintermonate niedriger ist.

Ich kann dieses keineswegs als eine Einwendung gelten lassen. In jeder klaren Nacht findet sich eine wärmere Luftschicht zwischen zwei kälteren, von denen eine unten in der Nähe der Erdoberfläche und die andere in größeren Höhen sich befindet. Die Wärmestrahlung geht durch diese wärmeren Luftschichten hindurch, von der Oberfläche der Erde nach dem Himmelsraume.

Die intensive Kälte im Winter in Ostsibirien entsteht durch Radiation des Schnees und die Ansammlung der dichtesten, kältesten Luft in den Thälern. Es ist nicht nur möglich, sondern auch höchst wahrscheinlich, daß dann die Temperatur nach oben rasch zunimmt und es bis zu einer sehr großen Höhe wärmer ist, als unten.*)

Was wir über die Minima in ziemlich großen Höhen, auf isolierten Bergen, wie bei Ballonbeobachtungen wissen, führt ebenso zu dem Schlusse, daß

*) Siehe auch Met. Zeitschr. Bd. I S. 443 und ff.

dort keine sehr niedrigen Temperaturen beobachtet wurden.

So wurden z. B. folgende Minimal-Temperaturen abgelesen an Thermometern, die ganze Winter hindurch auf großen Höhen der Alpen und Pyrenäen gelassen wurden.

	Höhe üb. d. M.-N. in m				
Alpen	3164	Becca di Nona	2	Winter	-27.0
	3477	Col d'Erin	1	„	-21.0
	4080	Schreckhorn	1	„	-25.5
Pyrenäen	3403	Pic de Néthou	1	„	-24.2

In Genf und an anderen niedrigen Stationen der Schweiz wurden sehr nahe eben solche Minima an kalten Wintern beobachtet, in Hochthälern von 1500—2000 Meter Höhe, wie das Engadin, auch bis — 30° und niedriger.

Auf der höchsten meteorologischen Station der Erde, dem Pikes Peak in den Felsengebirgen (4314 Meter), wurde in 5 Wintern keine niedrigere Temperatur als $-38.3°$ beobachtet, während in derselben Periode in Denver am Fuße der Gebirge (1606 m) $-33.9°$ vorkamen, also nur $4.4°$ höher. Also zeigen auch in Nordamerika sehr hohe Berge keine besonders niedrigen Minima. Und doch muß beachtet werden, daß auf Bergen niedrigere Minima vorkommen müssen, als in der freien Luft in derselben Höhe, weil 1. die Oberfläche des Schnees Wärme ausstrahlt; 2. aufsteigende Luftbewegungen längs der Bergseiten vorkommen, welche die schon unten erkaltete Luft bringen und sie noch abkühlen. Beide Ursachen großer Kälte fehlen in der freien Luft.

In Luftballons wurden von einigen Gelehrten, namentlich von Glaisher, so große Höhen erreicht, daß dort wahrscheinlich die Temperatur Sommer und Winter sehr wenig differiert. Selbst bei einem Luftdrucke, welcher nur $^2/_5$ des an der Erdoberfläche beobachteten betrug, fand Glaisher eine Temperatur von $-17.8°$ und die niedrigste, welche das Minimum-Thermometer während seiner denkwürdigen Fahrt am 5. September 1862 registrierte,

war — 24.4 °, wobei das Barometer jedenfalls niedriger als 250 mm war, d. h. der Luftdruck weniger als 1/3 desjenigen an der Oberfläche der Erde betrug; vielleicht war er noch viel niedriger, ein selbstregistrierendes Barometer gab es nicht auf dem Ballon und Glaisher verlor die Besinnung, konnte also nicht beobachten. Ist die Temperatur von etwa —24° als die normale in einer solchen Höhe anzusehen, so gewinnt der Wert von etwa —42°, welchen ich für die Konstante C. annehme, um so mehr Wahrscheinlichkeit. Es wurde überhaupt bei Luftschiffahrten nur einmal eine niedrigere Temperatur beobachtet als — 24.4 °, nämlich —39.7 ° von Barral und Bixio bei Paris. Aber die Verhältnisse, unter welchen die Beobachtung gemacht wurde, zeigen, daß es nicht die normale Temperatur der betreffenden Höhe ist, sie wurde unmittelbar über einer dichten Wolke wahrgenommen und das Thermometer sank äußerst schnell. Es war wohl hier eine Verwandlung der Wärme in Elektrizität vorhanden, welcher wir auch wahrscheinlich die intensive Kälte der Hagelwolken verdanken.

Aus allem vorher Bemerkten folgere ich:

1. Die Hypothese der Änderung der Temperatur der freien Luft im Verhältnis der Abnahme des Luftdruckes ist wahrscheinlich und entspricht besser den allgemeinen Verhältnissen, als andere Hypothesen. 2. In den der Oberfläche der Erde nächsten Schichten ändert sich die Temperatur in sehr verschiedener Art, namentlich je nachdem die Wärme-Einstrahlung oder Ausstrahlung überwiegt. 3. Bei der oben erwähnten Hypothese müssen wir eine konstante Temperatur C an der Grenze der homogenen Atmosphäre annehmen. Dieselbe kann bestimmt werden aus Beobachtungen in Luftballons, in möglichst stark differierenden Höhen. Auch Beobachtungen in Gebirgsländern können bei genügender Sorgfalt dazu benutzt werden, wenigstens mittlere Jahrestemperaturen in mittleren Breiten, wo die verschiedenen Fehlerquellen sich soweit als möglich kompensieren. 4. Bei solcher Auswahl variiert die Größe von C ungefähr zwischen —36° und —50°. Die wahrscheinlichste Temperatur dürfte ungefähr — 42° sein. 5. Dieses Resultat darf nicht auf sehr große Präzision Anspruch machen, wegen der Kürze der Beobachtungen in Ballons und des störenden Einflusses der Erdoberfläche, wenn

Beobachtungen in Gebirgsländern dazu genommen werden. 6. Die Oberfläche des Bodens und namentlich die des Schnees kann so stark erkalten, daß die unteren Luftschichten eine Temperatur unter der für C angenommenen erhalten.

Bei Betrachtung der Änderungen der Temperatur mit der Höhe oder der Abnahme des Luftdruckes in Bergländern sind die Verhältnisse der Aufgabe, wie auch die vorhandenen Mittel zu ihrer Lösung vielfach verschieden von denjenigen der freien Luft. Die Verhältnisse sind in Bergländern verwickelter, aber dafür ist auch viel mehr Material vorhanden. Wir können hier langjährige Beobachtungen benutzen statt nur einige Minuten dauernder in Luftballons und können außerdem die Höhe sicher messen.

Schon letzteres macht einen großen Unterschied in der Art der Betrachtung und Benutzung der gewonnenen Zahlen. In Bergländern kann schon darum die Rede sein von Temperaturänderung mit der Höhe, weil wir diese Höhe bestimmen können. Es kommen aber noch andere Umstände dazu, welche die ziemlich allgemeine Annahme dieser Methode rechtfertigen. In Bergländern giebt es zahlreichere Bewegungen, welche Luft aus der Höhe in die Tiefe führen und umgekehrt, als unter sonst gleichen Verhältnissen in der freien Luft. Namentlich sind es zwei Arten der Bewegung, welche in der letzteren fehlen: 1. der aufsteigende Gebirgswind am Tage, durch die Erwärmung der Luft an den Bergseiten am Tage erzeugt, und der absteigende abends und nachts; 2. horizontale Luftbewegungen, durch Differenzen des Luftdruckes erzeugt, welche an den Bergabhängen entweder auf- oder absteigen, also eine vertikale Komponente erhalten. Dadurch, daß in Bergländern so oft Luftströmungen mit vertikaler Komponente vorkommen, ist es höchst bequem, das Maß der Temperaturänderung von der Höhe abhängig zu betrachten, um so mehr, als dabei uns leicht vor Augen geführt wird, in welchem Verhältnisse das bestehende Maß der Änderung zu demjenigen eines indifferenten Gleichgewichtes steht. Ist die bestehende Änderung größer, so ist das vertikale Gleichgewicht der Luftschichten labil, wir können also eine rasche Störung desselben erwarten. Ist es hingegen viel kleiner, so ist das Gleichgewicht der Luftschichten sehr stabil. Natürlich ist auch für kleine vertikale Entfernungen vom Erdboden in der

freien Luft ebenso diese Art der Betrachtung ganz am Platze, namentlich soweit wir die Höhe genau messen können.

Bei der Betrachtung von Temperaturbeobachtungen in Bergländern und der Vergleichung der Temperaturen in verschiedenen Höhen können, außer allgemein klimatologischen, auch andere Ziele verfolgt werden. Es kann die Frage gestellt werden, welchen Einfluß hat die Höhe an sich, unter sonst gleichen Verhältnissen? Um eine möglichst genaue Antwort zu erhalten, müssen nicht nur möglichst nahe Stationen verglichen werden (und zwar solche, die nicht an entgegengesetzten Abhängen hoher Gebirge liegen), sondern es muß auch auf die topographische Lage Bedacht genommen werden. Selbst wenn sich solche Einflüsse der Lage im Jahresmittel kompensieren, sind sie sehr fühlbar in den einzelnen Jahreszeiten, namentlich im Winter und Sommer. Die Einflüsse der topographischen Lage im Winter sind derselben Art, wie in der Nacht, im Sommer wie am Tage. Im Winter, wie in der Nacht, werden Ebene und namentlich breite Thäler und Mulden relativ kälter sein, als Hügel und Berge, und zwar weil die abgekühlte Luft sich in den tieferen Lagen sammelt und dort stagniert. Freilich sind dafür auch bestimmte atmosphärische Verhältnisse notwendig, geringe Bewölkung und schwache Luftbewegung oder Windstille. Eine Schneedecke ist sehr günstig für die Erkaltung der unteren Luftschichten, uud bei den obenerwähnten Verhältnissen auch der Ebenen und Thäler im Verhältnis zu den Bergen. In höheren Breiten ist eine solche langandauernde relative Kälte der Ebenen und Thäler schon darum öfter zu finden, weil eine Schneedecke in niederen Höhen sich vorfindet; dazu kommt noch die Kürze der Tage, wodurch der Winter, je höher die Breite, mehr und mehr zur Nacht wird, bis in der Nähe der Pole Winter und Nacht zusammenfallen.

Im Sommer hingegen sind, wie am Tage, die Ebenen und breiten Thäler relativ wärmer, als die Hügel und Berge, weil sie einer größeren Masse der Erdoberfläche nahe sind, welche dann erwärmt ist.

Diese Verhältnisse können etwa so ausgedrückt werden, daß die Luft über einer konvexen Oberfläche wärmer ist in der Nacht und im Winter und kälter am Tage und im

Sommer, daß also die jährliche wie tägliche Amplitude dort kleiner ist, als über einer konkaven Oberfläche.

In folgender Tabelle bedeutet H die Höhe über dem Meeresniveau in Metern, D die Differenz der Temperatur des wärmsten und kältesten Monats, α die tägliche Amplitude im Jahresmittel.

Name des Ortes.	H	Lage	D	α
		Schweiz.		
St. Theodul	3333	Paß	14.8	—
St. Bernhard	2478	Paß	15.6	4.3
Bern	574	Thal	20.3	7.0
Rigi	1784	Isolierter Berg	15.0	2.8
Altstätten	488	Thal	20.5	6.3
Gäbris	1253	Isolierter Berg	16.0	3.8
Bevers	1715	Breites Hochthal	22.3	10.6
		Transkaukasien.		
Gudaúr	2160	Paß (Südseite)	20.5	—
Tiflis	409	Thal der Kura	23.5	8.6
Schuschá	1180	Isolierter Berg	19.3	—
Aralych	790	Thal d. unt. armen. Plateau	33.1	—
Alexandropol	1470	Oberes armenisches Plateau	29.5	—

In der Schweiz ist die jährliche Amplitude größer an den Stationen, welche eine große tägliche haben, aber natürlich wirkt die topographische Lage viel mehr auf die letztere, weil die Änderungen der Wärme durch Insolation und Ausstrahlung rasch vor sich gehen und nur wenig durch Winde ausgeglichen werden. Anders in der jährlichen Periode in mittleren Breiten, wo die durch das Überwiegen der Ein- und Ausstrahlung entstehenden Temperaturunterschiede nur allmählich wachsen und in bedeutendem Maße durch Winde ausgeglichen werden. Auch muß bemerkt werden, daß in mittleren Breiten im Sommer in der Nacht, im Winter am Tage, die Verhältnisse denjenigen der Jahreszeit entgegengesetzt sind. So kommt es, daß die täglichen Amplituden

vom Rigi und von Bevers im Verhältnisse von 100 : 378 zu einander stehen, die jährlichen (richtiger gesagt, die genäherten Zahlen der Kol. D) nur wie 100 : 149.

In dem mehr kontinentalen Klima von Transkaukasien differieren auch die Zahlen der Kol. D mehr als in der Schweiz, nämlich Schuscha und Aralych wie 100 : 167. Nach den allgemeinen Verhältnissen des europäisch-asiatischen Kontinents sollte eher Schuscha eine größere jährliche Amplitude haben, weil es dem Inneren des Kontinents näher liegt. Ich bemerke noch, daß die relativ geringe Amplitude in Tiflis, im Thale der Kura, dadurch erklärt wird, daß 1) das Thal ziemlich eng und tief ist, 2) daß es einem fast beständigen Windzuge ausgesetzt ist, welcher eine lange Stagnation der abgekühlten unteren Luftschichten im Winter verhindert; 3. daß die Wintertemperatur gemildert wird durch den Schutz der Bergketten gegen Norden, das Fehlen einer Schneedecke und die Nähe des relativ warmen Flußwassers.

Alle Forscher, welche sich mit den Temperaturverhältnissen der Bergländer beschäftigt haben, bemerken die Abnahme der jährlichen Amplitude mit der Höhe, oder, anders ausgedrückt, sie bemerken, daß im Sommer die Temperatur mit der Höhe rascher abnimmt, als im Winter. Dies widerspricht keineswegs meinen Bemerkungen über den Einfluß der Lage. Je höher die Stationen eines gegebenen Berglandes, desto mehr Wahrscheinlichkeit ist vorhanden, daß sie Gipfel- oder Paßstationen sind, also sich in Verhältnissen befinden, welche einer Verminderung der täglichen, wie der jährlichen Amplitude günstig sind. Also ist selbst wenn die Methode des Herrn Hann befolgt wird, der möglichst viele Stationen verschiedener Höhen in den Alpen verglich, ohne Unterschied der topographischen Lage, ein solches Resultat natürlich (s. unten). Noch mehr aber muß es hervortreten, wenn, wie es Herr Hirsch gethan, je zwei möglichst nahe gelegene und in ihrer Höhe sehr differierende Stationen verglichen werden.

Dies vollständig zugegeben, muß doch vor allzurascher Generalisation gewarnt werden. In einem wenig hohen Gebirgslande, wie etwa dem der Auvergne, wo noch dazu die höheren Erhebungen erloschene Vulkane sind, finden sich schon in Höhen

von wenig über 1000 Meter ganz allgemein topographische Verhältnisse, welche einer kleinen täglichen, wie jährlichen Amplitude der Temperatur günstig sind. In den Schweizer Alpen finden sich noch in viel größeren Höhen Thallagen, welche sich im Sommer und am Tage stark erwärmen, im Winter und in der Nacht sehr erkalten (wie das Engadin, Davos ꝛc.) In Bolivien und namentlich Tibet existieren Hochebenen auf der Höhe der erhabensten Gipfel der Schweizer Alpen.

Ich habe schon oben den Einfluß der Schneelage auf die Temperaturen erwähnt. Das Vorhandensein oder Fehlen einer solchen ist sehr wichtig, um die Ursachen dieser oder jener Verteilung der Temperatur verschiedener Höhen in Bergländern zu erklären. So hat die höchste der obenerwähnten Stationen, St. Theodul, auch die kleinste jährliche Amplitude, kleiner selbst als der Rigi. Es ist leicht zu sehen, daß die Schnee- und Eisschmelze im Sommer die Temperatur erniedrigt, denn St. Theodul liegt inmitten großer Gletscher, während auf dem Rigi kein Schnee oder Eis in der Nähe im Sommer vorhanden ist, daher eine sehr wichtige Ursache der Abkühlung wegfällt. Wenn trotzdem auf dem Rigi die jährliche Amplitude kaum größer ist, als auf dem St. Theodul, so ist dies der Gipfellage zuzuschreiben.

Einer großen jährlichen Amplitude ist das Vorhandensein einer Schneelage im Winter und ihr Verschwinden noch vor der Mitte des Sommers günstig, damit zu dieser Jahreszeit nicht nur die Schneeschmelze, sondern auch ihre Nachwirkung, d. h. das Vorhandensein einer großen Menge kalten Wassers in den oberen Bodenlagen, die Erwärmung nicht hindern kann. Wo das ganze Jahr lang Schnee liegt, muß, unter sonst gleichen Umständen, die jährliche Amplitude kleiner sein, weil eine starke Erwärmung von Boden und Luft im Sommer dadurch verhindert wird. Auch das Fehlen einer Schneedecke im Winter ist einer Verminderung der Amplitude günstig, weil dasselbe weniger günstige Verhältnisse für die Abkühlung in dieser Jahreszeit darbietet.

Aus den hier behandelten Ursachen müssen in den Alpen die Höhen von etwa 1000—2000 m einer großen jährlichen

Amplitude günstig sein, weil Schnee im Winter gewöhnlich vorhanden ist, vor Mitte des Sommers aber schmilzt. Der Rigi liegt in dieser Zone, der Theodul aber in einer solchen, wo das Vorhandensein von Schnee und Eis das ganze Jahr die Amplitude vermindert.

Werden in der Schweiz niedrigere Thäler am Fuße der Berge mit Hochthälern in der Zone 1500—2000 m verglichen (wie etwa Bern mit Sils oder Bevers), so ist leicht zu sehen, daß der Unterschied der Temperaturen am größten ist im Frühling, wenn unten kein Schnee mehr vorhanden ist und also die Erwärmung von Luft und Boden durch diese Ursache nicht gehindert wird, oben aber noch Schnee liegt. Die Temperaturdifferenz vermindert sich im Sommer, wenn auch oben aller Schnee verschwunden ist.

Ich erwähne nach einer interessanten Arbeit Dr. Maurers über die Zahl der Übergänge der Temperatur von Frost zu Tauwetter und umgekehrt. Die Schweizer Geologen haben namentlich erkannt, daß es in den Alpen eine mittlere Zone giebt, wo diese Übergänge häufiger vorkommen, und wo daher auch die Verwitterung weiter vorgeschritten ist, als oben und unten. Die Tabelle Dr. Maurers zeigt, daß von allen Orten der Schweiz, wo Beobachtungen vorliegen, Bevers die größte Zahl solcher Übergänge hat, wegen der Zahl der Monate, wo die Temperatur auf 0° sinken kann, wie auch wegen der großen täglichen Amplitude an diesem Orte.

In der folgenden Tabelle habe ich Paare von einander möglichst nahen und in ihrer Höhe differierenden Stationen verglichen:

φ Breite,
H_0 Höhe der unteren Station
H_1 Höhe der oberen Station
} in Metern,
t_0 t_1 } Temperatur { der unteren / der oberen } Station
d Temperaturabnahme mit der Höhe in C° auf 100 m,
t_1 M Temperatur der oberen Station nach der Formel von

Mendeleef, wobei $C = -42°$ angenommen ist.

Gegend.	φ	Untere Station.	H_0	Obere Station.	H_1	Zeit.	t_0	d	t_1	t_1M
Anden von Ecuador.	0°	Stiller Ozean	0	Quito	2850	Jahr	26.0	0.45	13.2	7.1
	0°	Quito	2850	Antisana	4060	Jahr	13.2	0.60	4.9	5.6
Insel Ceylon	7°	Küste*)	12	Newera Eliya	1875	Jahr	27.4	0.66	15.0	14.1
Nilghiris (Südindien)	11°	Coimbatore	410	Wellington	1890	Jahr	25.4	0.65	16.1	15.3
						April	28.4	0.68	18.4	17.9
						Juli	24.9	0.53	17.0	14.8
Südchina	22°	Hongkong	10	Victoria Peak	516	Jahr	22.4	0.74	16.3	17.5
						Dezbr., Jan.	16.0	0.51	13.4	12.5
						Juni, Juli	28.3	0.87	23.9	24.4
Zentralprovinzen Indiens	23°	Hoshangabad	311	Pachmarhi	1068	Jahr	25.6	0.67	20.5	20.0
Aravalli-Geb. Nordindien	24°	Deesa	503	Mt. Abu	1202	Jahr	26.4	0.54	20.1	18.6
						Januar	18.9	0.40	14.4	11.9
						Juni	32.4	0.71	24.2	23.7
						August	27.6	0.68	20.0	19.7

*) Mittel aus den Beobachtungen von Colombo, Hanbantota und Batticaloa, den ersteren das doppelte Gewicht beigelegt.

Gegend.	φ	Untere Station.	H_0	Obere Station.	H_1	Zeit.	t_0	d	t_1	$t_1 M$
S.E.-Himalaya	$26^1/_2{}^0$	Goalpara und Purneah	79*)	Darjeeling**)	2107	Jahr	24.4	0.59	12.3	10.5
						April	27.2	0.67	13.4	12.8
						Juli	28.1	0.53	17.3	13.6
						Dezember	17.8	0.58	6.5	5.1
N.W.-Himalaya	30°	Roorkee	270	Chakrata**)	2149	Jahr	23.7	0.54	13.5	10.9
						Mai	30.9	0.65	18.0	16.8
						August	27.9	0.53	17.9	14.5
						Dezember	13.9	0.27	17.9	2.7
	$33^1/_2{}^0$	Rawalpindi	503	Mari**)	1933	Jahr	20.8	0.51	13.4	11.3
						Juni	31.7	0.69	21.8	20.8
						August	28.8	0.67	19.2	18.3
						Dezember	10.8	0.25	6.2	2.2

*) Mittlere Höhe der beiden Stationen.

**) Mit Breitekorrektion.

Gegend.	φ	Untere Station.	H_0	Obere Station.	H_1	Zeit.	t_0	d	t_1	$t_1 M$
Mittl. Japan.	35°	Numazu	10	Fudsisan*)	3689	August	$28_{\cdot 0}$	$0_{\cdot 56}$	$7_{\cdot 6}$	$3_{\cdot 0}$
Felsengebirge N.-Amerika	39°	Denver	1606	Pikes Peak	4314	Jahr	$9_{\cdot 6}$	$0_{\cdot 63}$	$-7_{\cdot 6}$	$-5_{\cdot 2}$
						Dezbr., Jan.	$-3_{\cdot 3}$	$0_{\cdot 41}$	$-14_{\cdot 4}$	$-16_{\cdot 1}$
						Mai	$14_{\cdot 7}$	$0_{\cdot 76}$	$-6_{\cdot 0}$	$-1_{\cdot 8}$
						Juni, Juli	$22_{\cdot 0}$	$0_{\cdot 73}$	$2_{\cdot 1}$	$4_{\cdot 4}$
Kaukasus	$42^1/_2°$	Wladikawkas und Tiflis	535	Gudaur	2160	Jahr	$10_{\cdot 7}$	$0_{\cdot 43}$	$3_{\cdot 7}$	$1_{\cdot 3}$
						Juni, Juli	$21_{\cdot 0}$	$0_{\cdot 55}$	$12_{\cdot 1}$	$9_{\cdot 8}$
						Dezbr., Jan.	0	$0_{\cdot 32}$	$-5_{\cdot 2}$	$-7_{\cdot 8}$
Appalachen N.-Amerika	44°	Burlington	68	Mt. Washington	1916	Jahr	$7_{\cdot 1}$	$0_{\cdot 55}$	$-3_{\cdot 1}$	$-3_{\cdot 4}$
						Dezbr., Jan.	$-7_{\cdot 0}$	$0_{\cdot 40}$	$-14_{\cdot 3}$	$-14_{\cdot 7}$
						Juni, Juli	$20_{\cdot 4}$	$0_{\cdot 68}$	$7_{\cdot 7}$	$8_{\cdot 0}$

*) Mit Breitekorrektion.

Gegend.	φ	Untere Station.	H_o	Obere Station.	H_1	Zeit.	t_o	d	t_1	$t_1 M$
Mittel-Frankreich.	46°	Clermont	388	Puy de Dôme	1467	Jahr	9.4	0.61	2.8	3.1
						Dezbr., Jan.	0.7	0.17	—3.6	—5.9
						Juni, Juli	17.5	0.81	8.7	10.2
						Dezbr., Jan. 3 Abends	2.5	0.50	—3.1	—3.2
						Juni, Juli 6 Morg.	14.5	0.65	7.5	7.4
Schweiz.	46°	St. Bernhard	2478	St. Theodul	3333	Jahr	1.8	0.56	—6.6	—5.9
						Dezbr., Jan.	8.3	0.48	—12.4	—11.8
						Juni, Juli	5.1	0.59	0	—0.6
	46°	Genf	408	St. Bernhard*)	2478	Jahr	10.0	0.54	—1.8	—1.7
						Dezbr., Jan.	0.8	0.42	—7.9	—9.0
						Mai	14.2	0.62	1.4	1.7
						Juni, Juli	18.5	0.61	5.8	5.3

*) Mit Breitekorrektion.

Gegend.	φ	Untere Station.	H_o	Obere Station.	H_1	Zeit.	t_o	d	t_1	$t_1 M$
Schweiz	46°	Bern	574	Bevers*)	1715	Jahr	8.5	0.60	1.7	1.9
						Dezbr., Jan.	—1.6	0.67	—9.2	—6.9
						Juni Juli	17.4	0.58	11.4	9.4
Harz	52°	Wernigerode und Osterode	236	Brocken	1141	Jahr	8.5	0.68	2.4	**)
						Winter	0.7	0.60	—4.7	**)
						Sommer	16.5	0.76	9.8	**)
N.W.-Schottland	57°	Ft. William	3	Ben Nevis***)	1343	Jahr	8.4	0.67	—0.6	0.7
						April	7.5	0.75	—2.5	—0.1
						Juli	14.3	0.68	5.2	5.8
						Dezbr.	4.3	0.61	—3.9	—2.9

*) Mit Breitekorrektion.

**) Nicht berechnet wegen des Mangels barometrischer Beobachtungen an den unteren Stationen.

***) Aus Journal of the Scottish Meteor. Soc. third series, No. I. Es wurden die auf langjährige Beobachtungen reduzierten Mittel genommen.

Temperaturabnahme mit der Höhe in C° auf 100 m:

	Schweiz.		Kaukasus.**)	
	nach Hirsch*)	nach Hann*)	nördl.	südl.
Dezember	**30**	**26**	**44**	30
Januar	30	28	45	34
Februar	53	48	53	36
März	67	61	62	37
April	62	66	64	54
Mai	72	**67**	66	54
Juni	**75**	61	**67**	**56**
Juli	70	64	67	54
August	70	64	67	54
September	57	53	60	47
Oktober	59	47	56	44
November	52	40	51	**22**
Jahr	58	15	58	43

Es kann natürlich nicht meine Absicht sein, auf Vollständigkeit Anspruch zu machen. Ich gebe in der obigen Tabelle also nur einige Beispiele, welche zur Beleuchtung des Gegenstandes zu benutzen sind. Die Kol. $t_1 M$ ist in der Hinsicht interessant, daß ihr Vergleich mit t_1 auf bedeutende Erwärmungs- oder Abkühlungsursachen aufmerksam macht.

In den Anden von Ecuador ist die Temperaturabnahme mit der Höhe zwischen dem Meere und dem Hochthale von Quito eine langsame. Daher ist t_1 viel höher als $t_1 M$, d. h. die wirklich beobachtete ist höher als die nach der Formel berechnete. Dieses kommt daher, daß eine Thallage unter dem Äquator der Erwärmung günstig ist, dazu sind die Umgebungen meistens waldlos und die Hitze wird durch die Erwärmung der nackten Felsen vermehrt. Hingegen ist die Temperaturabnahme rasch zwischen Quito

*) Zeitschr. f. Met., Bd. VI, S. 316.

**) Vergleich von Gudaur mit Wladikawkas und Tiflis.

und der Meierei Antisana, welche keine so warme Lage hat; hier ist daher t_1 niedriger als t_1 M.

Mein zweites Beispiel entnehme ich der Insel Ceylon. Hier ist die Temperaturabnahme mit der Höhe rascher, aber, da dieselbe unten sehr hoch ist, so ist doch t_1 etwas höher als t_1M, d. h. die Formel von Mendeleef würde eine noch schnellere Temperaturabnahme mit der Höhe fordern. Bei der Herrschaft der Monsune auf Ceylon sind die Winde der Insel bald auf- bald absteigend. Aufsteigende Winde führen, bei der Feuchtigkeit der Luft, bald zur Kondensation des Wasserdampfes, und so hat denn der Osten seine Regenzeit während des N.E.-Monsun, der Westen, im S.W.-Monsun. Die dem eben herrschenden Monsune abgewendete Seite hat dann relativ trockene, absteigende Winde.

Wie zum ersten Male von Herrn Hann bewiesen wurde, ist auf Ceylon die Temperaturabnahme mit der Höhe relativ gering bei aufsteigenden Winden und sehr groß, nahe an 1°, bei absteigenden.*)

Nach neueren Beobachtungen sind die Verhältnisse wie folgt.

Wärmeabnahme auf 100 m:

	N.E.-Monsun. (Dezember.)	S.W.-Monsun (Juni.)
W.-Seite Colombo—Newera Eliya	$0_{\cdot 66}$	$0_{\cdot 63}$
E.-Seite Batticaloa—Newera Eliya	$0_{\cdot 61}$	$0_{\cdot 87}$

Während des N.E.-Monsuns, als einer wenig mächtigen Luftströmung, sind die Differenzen unbedeutend, im S.W.-Monsun aber sehr groß, die Wärmeabnahme mit der Höhe auf der östlichen Abdachung bedeutend, sehr nahe den Verhältnissen von Föhnwinden entsprechend.

In den Nilghiris im Süden Indiens ist die Wärmeabnahme mit der Höhe etwa dieselbe als auf Ceylon, im Jahre wie in der Regenzeit, daher t_1 höhere Werte aufweist als t_1 M. Die höhere Station ist auf einem Plateau gelegen, zwischen zwei

*) Wärmeabnahme mit der Höhe im Asiatischen Monsungebiete. Sitzungsbericht Wien. Akadem. April 1873.

Bergreihen, was der Erwärmung in den Tropen günstig ist, und außerdem ist die höhere Station in dem östlichen Teile des Gebirges gelegen, wo der Andrang des S.W.-Monsun weniger gefühlt wird.*) Auf der Insel Hongkong (Südchina) liegt die höhere Station nahe am Gipfel des höchsten Berges und die Wärmeabnahme mit der Höhe ist im Jahresmittel wie im Sommer so rasch, daß t_1 niedriger wird als t_1 M, außer im Winter. Im Sommer sind die Winde absteigend (denn die Stadt liegt im Norden der Insel) und die Wärmeabnahme ist ebenso rasch in dieser Jahreszeit, wie zwischen Newerra Eliya und Batticaloa. Im Winter ist sie viel kleiner und würde noch kleiner werden, wenn die bei dem fast beständigen Sonnenscheine im Winter besonders hervortretende Erwärmung der Luft in der dichtgebauten Stadt nicht eine sehr störende Wirkung auf das Resultat hätte. Angenommen, die Beobachtungen in der Stadt geben eine nur um $0.5°$ höhere Temperatur, als auf dem freien Lande und letztere wäre also im Mittel des Dezember und Januar $15.5°$, so wäre die Temperaturabnahme mit der Höhe bloß $0.41°$ statt $0.51°$. Im Sommer ist jedenfalls bei der dann herrschenden Trübung und Feuchtigkeit der Luft der Unterschied der Temperatur zwischen Stadt und Land unbedeutend. Nach den in Kalkutta und der Vorstadt Alipur gemachten Beobachtungen ist der Temperatur-überschuß der Stadt am kleinsten in den Monaten des Regen-monsun.**)

In den Zentralprovinzen Indiens***) ist die obere Station „on the undulating surface of the Pachmarhi hills" gelegen†), etwa 750 m über der Ebene am Nerbudda, wohin das Terrain sanft abfällt. Trotzdem hier die Verhältnisse einer ziemlich großen Erwärmung der oberen Station günstig sind, weil die Erhebung, auf welcher sie liegen, breit ist, so ist doch die Temperaturabnahme eine rasche, und die Kol. t_1 und t_1 M_1 haben nahezu denselben Wert.

---

*) Report on the Meteorolgy of India, 1875, S. 34.

**) Kapitel 8 und Zeitschr. f. Met. Bd. XVI, S. 210.

***) Die hier folgenden 5 Beispiele aus dem Norden und Zentrum Indiens fehlen in dem russischen Originale. Ich nahm die Zahlen aus dem Report on the Meteorology of India, 1881.

†) Report on the Meteorology of India, 1879, S. 10.

Etwas weiter im Westen, im Aravalli-Gebirge, existiert eine Station auf dem ziemlich steil nach S. und W. abfallenden Mt. Abu*), leider nicht am Gipfel, denn viele Gipfel in der Nähe überragen die Station und es ist viel nackter Fels in der Nähe. Hier ist die Temperaturabnahme mit der Höhe viel geringer, als in den Zentralprovinzen, so daß die Kol. t_1 viel höhere Werte aufweist, als t_1M. Es ist hier ein bedeutender jahreszeitlicher Unterschied vorhanden, am langsamsten ist die Abnahme im Winter, wenn die Ebene am Fuße des Berges ziemlich stark erkaltet, am größten im Juni, kurz vor Anfang der Regen, welche sich hier sehr gegen den Süden Indiens verspäten; da dieselben in der Ebene nicht besonders anhaltend sind, so ist selbst im August die Temperaturabnahme mit der Höhe bedeutend, viel größer als in der kühlen Jahreszeit.

In betreff der nun folgenden drei Beispiele aus dem Himalaya habe ich zu bemerken, daß hier der Vergleich unter ungünstigen Umständen erfolgen muß. Die hohen Stationen genießen den Schutz des mächtigsten Gebirges unserer Erde gegen Norden, daher ist es natürlich, daß sie relativ warme Temperaturen aufweisen und also die Abnahme der Temperatur mit der Höhe im Jahresmittel langsamer ist, als im Süden Indiens und auf Ceylon. Jedoch wir müssen mit diesen Übelständen fürlieb nehmen, nicht nur, weil es am Nordabhange des Himalaya keine Stationen giebt, sondern auch weil dort keine Tiefebenen vorhanden sind. Gipfel- und Paßstationen giebt es im Hochgebirge auch nicht.

Im feuchten und regnerischen S.E-Himalaya, wo zum Vergleiche Stationen der Ebene genommen wurden, welche auch zu den feuchten gehören (die erste liegt in den dichten Wäldern von Assam, die zweite in der Sumpfregion Terai am Fuße der Berge), ist die Temperaturabnahme mit der Höhe größer im Jahresmittel, als im Aravalli-Gebirge und hat nur eine unbedeutende jährliche Periode (0.53^0 in der kühlen und der Regenzeit und 0.67^0 in der heißen Zeit); t_1 ist im ganzen Jahre, namentlich im Juli, bedeutend größer als t_1M.**)

*) Desgl. 1876, S. 10.

**) Die Station Darjeeling liegt auf dem ziemlich steilen W.-Abhange des Jellapahar-Rückens, etwa 100 m unter dem Kamme. Rep. Met. of India, 1875, p. 25.

Im trockenen N.W.-Himalaya*) ist die Wärmeabnahme mit der Höhe geringer im Jahresmittel, und zwar kleiner noch unter $33^1/_2{}^0$ als unter 30^0 N. Br. Die jährliche Periode der Wärmeabnahme mit der Höhe ist hier sehr groß, sie ändert sich von $0._{27}{}^0$ bis $0._{45}{}^0$ unter 30^0 und von $0._{25}{}^0$ bis $0._{69}{}^0$ unter $33^1/_2{}^0$ N. Br. Hier wie dort ist sie am kleinsten im Dezember, d. h. wenn die Ebenen und Hochebenen am Fuße der Berge stark abgekühlt sind, während die größte Wärmeabnahme mit der Höhe der heiß-trockenen Jahreszeit entspricht und unter 30^0 auf den Mai, unter $33^1/_2{}^0$ N. Br. auf den Juni fällt. Hier ist sie auch noch sehr groß in der Regenzeit, eben weil die Regen in dieser Breite schon wenig ergiebig sind.

Ich gebe nun einen Vergleich der Resultate in Indien und auf Ceylon für Höhenunterschiede über 1200 Meter.

Gegend.	Breite.	Wärmeabnahme mit der Höhe.		Differenz t_1 und t_1M**) Jahr.
		Jahresmittel.	Unterschied d. extremen Monate.	
		C⁰ auf 100 m		
Ceylon	7°	$0._{66}$	$0._{04}$	$0._{9}$
Nilghiris	11°	$0._{65}$	$0._{15}$	$0._{8}$
S.E.-Himalaya	$26^1/_2{}^0$	$0._{59}$	$0._{14}$	$1._{8}$
N.W.-Himalaya	30°	$0._{54}$	$0._{38}$	$2._{6}$
	$33^1/_2{}^0$	$0._{51}$	$0._{42}$	$2._{1}$

*) Chackrata liegt auf der Spitze eines Berges, von welcher die etwa 12 km entfernten Ebenen übersehen werden; ebenda S. 23. Mari liegt auf einer der höheren Ketten zwischen Jhelum und Indus und ist, nächst Peschawer, die nördlichste Station Indiens. Ebenda, 1881, S. 8.

**) Ohne Zeichen, wenn t_1 höher, d. h. wenn die oben beobachtete Temperatur höher ist, als die nach der Formel von Mendeleef berechnete.

Diese Zahlen führen zu folgenden Schlüssen, welche um so interessanter sind, als Gebirge von so verschiedener Höhe und Charakter verglichen werden.

1. Die Größe der Temperaturabnahme mit der Höhe nimmt ab von S. nach N., und zwar ohne Ausnahme.

2. Diese Verminderung im Betrage der Abnahme scheint in den Breiten des nördlichen Indiens rascher vor sich zu gehen, als im Süden.

3. Auf Ceylon ist ein sehr geringer Unterschied zwischen den Monaten, in den Nilghiris und dem S.E.-Himalaya, schon ein größerer, und ein viel bedeutenderer in dem N.W.-Himalaya.

Eine, trotz ihrer Kürze, höchst interessante Beobachtungsreihe ist die im mittleren Japan, denn sie bietet den größten Unterschied der Höhe von allen von mir benutzten und zwar auf einer sehr kleinen horizontalen Entfernung. Ich bemerke noch, daß im August die Luft feucht, die Bewölkung ziemlich groß, die Winde meistens südlich und schwach sind und zwar von der unteren zur oberen Station wehen. Aus der Tabelle ist zu ersehen, daß die Temperaturabnahme mit der Höhe ziemlich langsam erfolgt, viel langsamer, als in Europa im Sommer. Dieses rührt wohl von der Feuchtigkeit der Luft und der reichlichen Kondensation in Japan. Daher ist auch t_1 viel höher als $t_1 M$.

In den Felsengebirgen Nordamerikas ist hingegen die Wärmeabnahme mit der Höhe sehr groß, selbst im Jahresmittel. Ich habe schon oben die Ursache davon in der anomalen Erwärmung des Plateaus am Fuße der Gebirge gesucht. Dazu kommt noch, daß in dem größeren Teile des Jahres oben Schnee liegt, unten nicht. Auf Pikes Peak ist aus diesen Ursachen t_1 im Jahre und noch mehr im Frühling und Sommer bedeutend niedriger als $t_1 M$., nur im Winter ist es anders, weil dann das Plateau zeitweise stark erkaltet.

Eine unerwartet kleine Wärmeabnahme hat Gudaur nahe der Paßhöhe des zentralen Kaukasus gegen Süd und Nord. Es scheinen aber einerseits die Beobachtungen nicht zu den besten zu gehören, andererseits ist die Lage eine anomal warme, weil sie gegen Norden geschützt ist und viel nackter Fels in der Nähe vorkommt.

In dem Appalachengebirge des östlichen Nord-

amerika ist die Wärmeabnahme sehr nahe derjenigen in den Alpen im Jahresmittel, aber größer im Winter. Die furchtbare Kälte, welche nicht selten am Gipfel des Mt. Washington mit stürmischen W.- und N.W.-Winden eintritt, ist höchst bemerkenswert und sehr verschieden von den Verhältnissen der Alpen wie der Felsengebirge. Trotz der Höhe von Pikes Peak und der niedrigeren Temperatur des Winters wurden noch keine so niedrigen Minima dort beobachtet, als am Gipfel des Mt. Washington. Ich bemerke noch, daß die Ebenen am Fuße des Berges zu den für die Breite kälteren Gegenden unseres Erdballes gehören. Am Mt. Washington sind die Werte t_1M und t_1 im Jahresmittel wie in den einzelnen Monaten nahezu einander gleich.

Eine andere Gipfelstation, Puy de Dôme in Zentralfrankreich, zeigt eine schnellere Abnahme der Temperatur im Jahresmittel und einen höchst verschiedenen Gang dieses Elementes in den einzelnen Monaten, nur $0._{17}^0$ im Dezember—Januar und $0._{81}^0$ im Juni—Juli. Dies kommt daher, weil der Puy de Dôme eine charakteristische Gipfelstation, Clermont aber eine ebenso charakteristische Thalstation ist, welche noch dazu durch die Berge im Westen gegen die stärksten Winde geschützt ist. Daher ist hier die tägliche, wie die jährliche Amplitude der Temperatur sehr groß,*) d. h. die Erwärmung im Sommer und am Tage, die Erkaltung im Winter und in der Nacht. Indem ich die Beobachtungen am frühen Morgen (6 U.) im Sommer und am Nachmittage (3 U.) im Winter benutzte, erhielt ich in der ersteren Jahreszeit eine kleinere, in der letzteren eine größere Wärmeabnahme als bei Benutzung des Tagesmittels und fast vollständig identische Mittel von t^1 und t^1M. Es ist leicht zu ersehen, daß die Methode identisch ist mit der von Rühlmann zur Gewinnung richtigerer Mittel für barometrische Höhenmessungen benutzten.

Beim Vergleich zweier hohen Paßstationen der Alpen geben St. Bernhard und St. Theodul im Jahresmittel eine Wärmeabnahme mit der Höhe, welche sehr nahe derjenigen in den Alpen überhaupt ist, die Differenz der Jahreszeiten ist viel kleiner, als bei Vergleich der Ebenen mit Hochgebirgsstationen. Die bedeutende

*) Zeitschr. f. Met., Bd. XVII, p. 211, 241.

Abnahme im Winter zeigt, daß die viel kleinere Abnahme von den Thälern zu den Bergen in den Alpen überhaupt eine Funktion der Lage ist, d. h. von der großen Erkaltung der Thäler herrührt, denn beim Vergleich von nahezu gleichen Lagen, wie St. Bernhard und St. Theodul, finden wir andere Verhältnisse.

Beim Vergleich des Hochthales Engadin (Bevers) mit der niedrigeren Thalstation Bern finden wir selbst eine viel raschere Temperaturabnahme im Winter als im Sommer. Dies kommt von der Lage des Thales Ober-Engadin, welches der Erwärmung im Sommer und Erkaltung im Winter besonders günstig ist.*) Daher finden wir auch, daß für Bevers t^1 nahezu gleich ist mit $t^1 M$ im Jahresmittel, aber entgegengesetzt den Gipfel- und Paßstationen, höher im Sommer und niedriger im Winter.

Differenz von t_1 und $t_1 M$:**)

	Dezember-Januar.	Juni-Juli.
Pikes Peak	$1_{.7}$	$-2_{.3}$
Mt. Washington	$0_{.4}$	$-0_{.3}$
Puy de Dôme	$2_{.3}$	$-1_{.5}$
Bevers	$-2_{.3}$	$2_{.0}$

Im großen und ganzen müssen wir erwarten, daß die Wärmeabnahme mit der Höhe kleiner wird, je höher die Breite und je niedriger die Temperatur ist. Jedoch die zwei letzten von mir gegebenen Beispiele, des Harzes in Norddeutschland und des Ben Nevis im nördlichen Schottland,***) ergeben eine so große Wärmeabnahme, daß dieselbe nur von derjenigen der

*) Billwiller, Zeitschr. f. Met., Bd. XV, p. 297.

**) Ohne Zeichen t_1 höher, — t_1 niedriger.

***) Die Beobachtungen am Ben Nevis waren nicht berechnet, für den Winter nicht vorhanden, als ich das russische Original dieses Buches schrieb. Aus allgemeinen Verhältnissen schien mir aber eine rasche Temperaturabnahme mit der Höhe dort wahrscheinlich. L. c. p. 289.

Insel Hongkong im Jahresmittel übertroffen wird. Noch ist zu bemerken, daß in beiden Gegenden der Unterschied der Jahreszeiten nicht groß ist und daß selbst im Winter die Abnahme 0.60^0 und mehr pro 100 m beträgt, also in dieser Jahreszeit selbst mehr als auf Hongkong. Im Sommer hingegen ist das Maß der Wärmeabnahme von demjenigen der Schweiz nicht wesentlich verschieden. Der maßgebende Unterschied liegt also in den Wintermonaten oder überhaupt den kälteren Monaten des Jahres. Worin aber besteht der Unterschied? Nicht in großen Abweichungen der topographischen Lage, denn in den Alpen, wie hier, werden höhere Gipfel- und Paßstationen mit niedrigeren Stationen in Ebenen und Thälern verglichen. Jedoch ein wichtiger Unterschied ist in Schottland vorhanden: die untere Station liegt am Meere, richtiger an dem innersten Teile eines tief in das Land eindringenden Fjordes. Bei der Wärme der Gewässer, welche Großbritannien umringen, muß dieser Umstand die Temperatur des Jahres und namentlich der kälteren Monate erhöhen. Für die Ebenen und Thäler am Fuße des Harzes ist keine solche Ursache der Erwärmung vorhanden.

Schottland und Norddeutschland sind Gegenden lebhafterer Luftbewegung und häufigerer Cyklonen als die Alpen, wo im Gegenteil Anticyklonen im Winter recht häufig sind. Wir wissen aber, daß im Winter bei Anticyklonen und der sie begleitenden Windstille mit klarem Himmel die Ebenen und Thäler relativ sehr kalt werden, namentlich wenn Schnee liegt, die Berge aber dann oft viel wärmer als das Mittel sind. Herr Hann hat die richtige Erklärung dieser sogenannten Inversionen der Temperatur gegeben,*) indem er absteigende Luftströme annimmt, bei welchen sich die Luft um fast 1^0 auf 100 m erwärmt. So werden die Bergspitzen und Bergseiten warm, während die absteigende Bewegung je niedriger, desto langsamer wird und die Luft durch Berührung mit dem kalten Boden desto mehr abgekühlt wird, noch mehr freilich, wenn Schnee liegt. Bei Cyklonen oder überhaupt stärkeren Winden werden die Berge hingegen viel kälter als die Thäler, weil dann schräg auf- oder absteigende Luftströme vorhanden sind. Also je häufiger in einem Wintermonate die Anti-

*) Zeitschr. f. Meteor., Bd. XI, p. 129.

cyklonen, desto kleiner ist die Temperaturabnahme mit der Höhe (wenn Berge mit Thälern verglichen werden), ja es kommen Monate vor, wie der Dezember 1879, wo in den Alpen die Thäler viel kälter waren, als Berge und Pässe von 2000 m Höhe und darüber (auch Clermont war damals viel kälter als der Puy de Dôme). In Wintern, in welchen die Kälte von ziemlich starken Winden begleitet wird und der Luftdruck relativ niedrig ist, sind hingegen die Berge in der Schweiz viel kälter als die Thäler, die Wärmeabnahme mit der Höhe ist dann größer als im Mittel.*) Da in Schottland und Norddeutschland die Luftbewegung im Winter lebhafter, die Anticyklonen mit ihren heiteren Kalmen viel seltener sind, als in der Gegend der Alpen, so müssen dort die Berge relativ viel kälter sein, als die Thäler und Ebenen an ihrem Fuße.

In dem Seeklima von Westeuropa, in den Breiten von 50° bis 60° N. Br., zeigt sich also im Jahresmittel, und besonders im Mittel der kälteren Monate, eine größere Abnahme der Temperatur mit der Höhe als in den Alpen und zwar ist bei dem dort herrschenden Klima, namentlich den starken Winden und der großen Trübung, zu erwarten, daß die topographische Lage eine viel kleinere Wirkung auf die Wärme äußert, als dort, wo die Bewölkung kleiner und die Winde schwächer sind. Daher läßt sich bei den Verhältnissen von Schottland und Norddeutschland viel leichter generalisieren, ohne große Irrtümer befürchten zu müssen. So wenig, wie wir auch über diese Verhältnisse in höheren mittleren Breiten im Seeklima wissen, so ist es doch viel mehr, als unsere Kenntnisse für Kontinentalklimate nördlich vom 45.° N. Br. betragen. In letzteren haben wir in dieser Frage nahezu gar keine Erfahrungen. Jedoch muß es da, wo die Winde schwach sind und das Wetter oft klar ist, also bei häufigen Anticyklonen, in den Wintermonaten in den Thälern eher kälter sein, als auf den benachbarten Bergen, und zwar je höher die Breite, desto mehr. Ich habe vor kurzem gezeigt**), daß in N.E.-Sibirien diese Kälte der Thäler so lange dauert und so intensiv ist, daß sie sich auch auf die Jahresmittel erstreckt***).

*) Met. Zeitschr., Bd. XVIII, p. 241.

**) Klima von Ostsibirien, Zeitschr. f. Met., 1884, p. 441.

***) Auch die Beobachtungen am Alibertberge, über 2000 m hoch und etwa 300 km W. von Irkutsk, zeigen eine höhere Wintertemperatur als

Jedoch schon der Vergleich der Alpen mit Norddeutschland und Schottland muß uns vorsichtig machen, die Verhältnisse von Ostsibirien nicht auf alle Länder hoher Breite mit kalten Wintern auszudehnen. Wo lebhaftere Winde häufig sind, wie etwa in Grinellland und Grönland, namentlich dem östlichen, dort muß selbst im Winter die Temperatur der Berge viel kälter sein, als die der benachbarten Thäler, schon der Vergleich der Appalachen mit den Alpen zeigt dieses. In den Thälern am Fuße der ersteren ist der Winter viel kälter als im Unterlande der Schweiz und doch erfolgt die Temperaturabnahme mit der Höhe viel rascher. Jedenfalls wird sich aber diese rasche Abnahme nicht auf eine große Höhe erstrecken, kaum bis auf hohe, isolierte Bergspitzen, welche sich schon mehr den Verhältnissen der freien Luft nähern. Sehr niedrige Temperaturen, etwa wie in den kältesten Thälern N.E.-Sibiriens, dürfen wir bei solchen Verhältnissen nicht vermuten, wenn bereits unten Mitteltemperaturen der Wintermonate von —30° existieren, so ist dann nicht viel Raum für Abnahme nach oben vorhanden.

Ich kann wohl damit schließen, daß das hier behandelte Problem zu den sehr schwierigen und verwickelten gehört; noch viele Untersuchungen und Beobachtungen sind nötig, um einigermaßen Klarheit in dasselbe zu bringen. Es gab eine Zeit, da man wähnen konnte, wenigstens für das Jahresmittel ziemlich allgemein gültige Resultate gefunden zu haben. Dies war damals, als die schönen Untersuchungen von Hann, Hirsch u. A., auf den zahlreichen Beobachtungen in den Alpen basierend, für dieses höchste Gebirge Mitteleuropas eine Wärmeabnahme mit der Höhe im Jahre ergaben, welche sehr nahe derjenigen war, welche Humboldt für die Anden in der Nähe des Äquators gefunden hatte. Aber je mehr unsere Kentnisse zunahmen, desto weniger konnten diese Resultate als allgemein gültige angenommen werden.

In dieser Frage, wie in so vielen anderen der Meteorologie, ist sehr vieles von den Gipfelstationen zu erwarten, welche uns eine gewisse Annäherung an die Verhältnisse der freien Luft

---

hier, wie auch in den Thälern im W des Berges. Wenn auch die Beobachtungen nicht fehlerfrei waren, so ist wohl an der relativen Wärme an diesem Berge nicht zu zweifeln.

geben. Wir wissen schon genug, um ganz bestimmt auszusprechen, daß solche Stationen im Vergleich zu den nahen Ebenen und Thälern sehr verschiedene Verhältnisse zeigen werden, je nach dem Klima der Gegend. Erst jetzt ist ein wirkliches Bergobservatorium in den Schweizer Alpen (auf dem Säntis) errichtet, welches uns nicht nur wegen der detaillierten Beobachtungen, sondern auch wegen der freien und hohen Lage höchst wichtige Resultate verspricht. Das schon länger bestehende auf dem Obir in den österreichischen Alpen, wie auch andere Bergstationen daselbst, sind dadurch wichtig, daß sie in einem Klima mit häufigeren Anticyklonen und schwächerer Luftbewegung liegen.

Die Bergobservatorien Italiens (Monte Cimone und Ätna) werden uns erlauben, die sehr abweichenden Verhältnisse der Mittelmeergegenden zu erforschen. Auf der Grenze dieses Klimas und des mehr kalten und kontinentalen von Zentralfrankreich steht das jetzt gebaute Observatorium des Aigoual, während der Puy de Dôme schon ganz dem letzteren Klima gehört. Das Observatorium auf dem Pic du Midi wird uns erlauben, die Verhältnisse des südlicheren Westeuropa zu studieren. Vielleicht aber ist keines der neu errichteten Bergobservatorien wichtiger, als dasjenige am Ben Nevis in Schottland, trotz seiner geringen Höhe, wegen seiner isolierten Lage und der Nähe so vieler Bahnen von Cyklonen.

Auch der Brocken ist durch seine isolierte Lage sehr geeignet zu solchen Studien und die Wiederaufnahme der dortigen Beobachtungen, wie auch derjenigen auf der Schneekoppe im Riesengebirge, sehr erfreulich.

Die beiden Bergstationen Nordamerikas sind durch ihre Lage sehr wichtig, Pikes Peak als die höchste Station der Erde, Mt. Washington aber, indem er uns mit klimatischen Verhältnissen bekannt macht, welche weder in Europa, noch wahrscheinlich in Asien ihres Gleichen haben. Es ist besonders zu wünschen, daß das amerikanische Signal Office diese mühsamen und kostspieligen Beobachtungen durch deren Publikation in extenso der wissenschaftlichen Welt zugänglich mache.

Es geschieht nicht allein aus patriotischen Rücksichten, daß ich den Wunsch ausspreche, Rußland möge auch an solchen Studien teil nehmen, sondern es giebt in dem ausgedehnten Territorium des

ruſſiſchen Reiches, wie der Teile Aſiens, welche ruſſiſchen Gelehrten zugänglicher ſind, als denjenigen anderer Länder, klimatiſche Verhältniſſe, welche zu dem Studium durch Bergobſervatorien ganz beſonders anregen. Der Kaukaſus bildet, wie die Alpen, die Scheide zwiſchen den kälteren und wärmeren Teilen des alten Kontinents, aber unter ſonſt verſchiedenen klimatiſchen wie geographiſchen Umſtänden, namentlich im Süden der Hauptkette, im ſog. kleinen Kaukaſus, mit ſeinen vielen iſolierten Bergen.

Zentral- und Hochaſien ſind kaum weniger trocken als die Sahara und bieten höchſt günſtige Verhältniſſe zum Studium kontinentaler Klimate. Eine andere Facies, ſozuſagen, des kontinentalen Klimas, bietet Oſtſibirien und zwar eine ſolche, welche außerhalb des ruſſiſchen Reiches nicht vorkommt, die Gegend des höchſten Luftdruckes auf unſerer Erde, namentlich im Winter, und der heiteren Kalmen. Die Errichtung einer Station auf einem der iſolierten Berge dieſer Gegenden wäre wohl nicht ſchwieriger, als die eben beendigten Beobachtungen an der Lenamündung, das Klima aber weniger angreifend und ungeſund.

Daß auch die Tropen in den Bereich dieſer Unterſuchungen gezogen werden müßten, iſt wohl klar. Es giebt auch dort ſehr bedeutende Unterſchiede in dem Maße der Wärmeabnahme. Überhaupt wären Bergobſervatorien in den Tropen höchſt wichtig für manche Probleme der Meteorologie.

Neben Bergobſervatorien iſt doch auch auf die endliche Löſung der Frage über zweckmäßige Einrichtung der Beobachtungen in Ballons captifs (oder an Drachen) zu hoffen, welche eine Erforſchung von einigen hundert Metern der freien Luft überall möglich machen wird. Beide Arten der Beobachtungen werden hoffentlich in naher Zukunft unſere Kenntnis der hier behandelten, wie vieler anderen Fragen der Meteorologie und Klimatologie, in erfreulichſtem Maße fördern.

Kapitel 12.

Einfluß des Klimas auf die Vegetation.

In diesem Kapitel betrachte ich den Einfluß des Klimas auf die Vegetation und die Folgen, welche man aus demselben herleiten kann, um solche Klimate zu beurteilen, über die wir nicht genügend genaue Beobachtungen haben, aber alsdann wende ich mich zu den Daten, welche man aus den historischen Zeugnissen und der Geologie und Palaeontologie über die Klimate früherer Zeiten gewinnen kann.

Einige allgemeine Begriffe über diesen Gegenstand bezüglich der Abhängigkeit der Pflanzen vom Licht, der Wärme und der Feuchtigkeit des Bodens und der Luft setze ich als bekannt voraus, ebenso wie auch allgemeine Begriffe über den Wechsel der Pflanzen in der Richtung vom Äquator zu den Polen und den entsprechenden Wechsel auf den Bergen von unten nach oben. Aber es ist nötig, auf einige spezielle Fragen einzugehen und viele Irrtümer in bezug auf den Einfluß des Klimas auf die Vegetation zu berichtigen, Irrtümer, die sehr verbreitet sind. Man kann annehmen, daß es für jede Pflanze eine Verteilung von Licht, Wärme und Feuchtigkeit giebt, welche am meisten ihrer augenblicklichen Organisation entspricht. Alsdann hält die Pflanze, je nach ihrer Organisation, große oder geringe Abweichungen von diesen günstigsten Bedingungen aus: sind einmal diese Grenzen überschritten, so kann sie nicht mehr existieren.

Ich fange mit der Wärme an. Die Pflanze kann durch die

für sie schädlichen Extreme der Temperatur, sowohl nach oben als nach unten, zugrunde gehen. Der Schaden niedriger Temperaturen hängt gewöhnlich vom Erfrieren ab. Aber einige Pflanzen leiden schon bei Temperaturen, die viel höher als 0° sind, da bei diesen sich die Säfte zu sehr verdicken. Da die wässerigen Lösungen der verschiedenen Pflanzensalze gewöhnlich bei Temperaturen unter 0° gefrieren und da die Verbreitung solcher Temperaturen im Inneren der Pflanze noch durch schlechte Wärmeleitung erschwert wird, so erfolgt das Erfrieren mehr oder weniger lange nachdem die Temperatur der Pflanzenoberfläche sich bis 0° erniedrigt hat.

Ferner muß man folgenden Umstand in Betracht ziehen, welchen Ch. Martius vollständig erklärt hat: bei weitem nicht alle Pflanzen, sogar nicht alle Organe derselben, verderben durch Erfrieren, vieles in dieser Beziehung hängt vielmehr von den Bedingungen ab, bei welchen die gefrorene Pflanze auftaut: wenn das Tauen ohne Sonne vorsichgeht und besonders, wenn es noch von einem feinen Regen begleitet ist, so erholt sich die Pflanze; wenn sie jedoch nach dem Frieren dem Einfluß der grellen Sonnenstrahlen ausgesetzt wird, so geht sie gewöhnlich zugrunde. Martius vermutet, daß hierbei eine zu schnelle Erwärmung stattfindet, welche durch die Verdunstung nicht gemildert wird. Derartig sind die Wirkungen des Gefrierens und der Bedingungen, bei denen das Auftauen stattfindet, insonderheit auf die Pflanzen und die Pflanzenorgane, die mit Feuchtigkeit angefüllt sind. Sie können eher dort Fröste aushalten, wo die mittägliche Höhe der Sonne gering und der Himmel oft mit Wolken bedeckt ist.

Andere Pflanzen, die mehr den Bedingungen der trockenen Klimate angepaßt sind und die wenig Feuchtigkeit enthalten, besonders in den Jahreszeiten, in denen die Wachstumsprozesse sich abschwächen, ertragen die Fröste eher bei trockenem Wetter, als nach Regen oder Schnee. Bezüglich der immergrünen Pflanzen ist es das Wahrscheinlichste, daß die trockneren Pflanzenorgane, die dazu noch oft mit einer wachsartigen Oberfläche bedeckt sind, ziemlich schlechte Wärmeleiter sind. Wenn endlich auch das Gefrieren eintritt, so entsteht, da wenig Feuchtigkeit vorhanden ist, nicht mit einem Mal ein Zerreißen der Gewebe, die Erwärmung der Oberfläche durch die Sonne kann sich daher nicht so schädlich erweisen, wie für die Pflanzen, welche mehr einem

feuchten Klima angepaßt sind. Außerdem enthalten die Säfte der sogenannten Salzkräuter eine bedeutende Quantität von Natrium- und Magnesiumsalzen; solche Lösungen gefrieren bei viel niedrigeren Temperaturen als reines Wasser. In anderen Pflanzen, z. B. den Kaktusarten, ist eine große Quantität schleimiger Bestandteile enthalten, die gleichfalls bei viel niedrigeren Temperaturen als das Wasser gefrieren. Ähnliche Pflanzen können folglich ziemlich niedrige Temperaturen ertragen, wenn sie nur nicht zu lange anhalten. Je stärker und holziger die Pflanzenorgane sind, desto mehr sind sie geeignet, eine Erniedrigung der Temperatur zu ertragen, da in ihnen weniger Feuchtigkeit vorhanden ist; außerdem vermögen infolge geringerer Wärmeleitungsfähigkeit, diese Temperaturen sich nicht so schnell zu verbreiten. Am allerwenigsten unterliegen den Frösten die Wurzeln, welche noch geschützt sind durch einen sehr schlechten Wärmeleiter, den Boden. Die Nadelhölzer sind noch mit Harzen — sehr schlechten Wärmeleitern — getränkt.

In Bezug auf die hohen Temperaturen, welche die Pflanzen aushalten können, ist es nötig, zu bemerken, daß dazu bei den jetzt herrschenden Klimaten des Erdballes, gewöhnlich dazu der Einfluß direkter Sonnenstrahlen erforderlich ist. Welche Temperaturen können die Organe verschiedener Pflanzen ertragen? — diese Frage hat die Pflanzenphysiologie noch sehr wenig berührt. Wir wissen nur in allgemeinen Zügen, daß diese Grenzen viel enger zu der Zeit sind, wenn das pflanzliche Leben sehr rege ist, als dann, wenn es sich in verhältnismäßiger Ruhe befindet. Die Verdunstung des Wassers durch die Pflanzenorgane, besonders durch die Blätter, mindert die allzu starke Erwärmung derselben, und während genug Wasser in der Pflanze selbst und im Boden vorhanden ist, hört sein Zufluß zu den äußern Organen nicht auf. Wenn aber der Boden mehr und mehr austrocknet und daher die Verdunstung nicht genügend ist, so trocknen die äußeren Organe (Blätter, Blüten, Früchte) allmählich aus und wenn die Dürre anhält, so kann auch die ganze Pflanze zu Grunde gehen.

Es findet sich häufig die Meinung verbreitet, daß die Verdunstung durch die Blätter ein physiologischer Prozeß ist und daß

ihr Maß von der Organisation der Pflanze abhängt und sich bei voller Lebensthätigkeit annähernd in gleichem Umfange fortsetzt.

Die Beziehung der Pflanzen zur Feuchtigkeit ist schon aus dem Vorhergehenden ersichtlich. Aber außerdem sind alle Pflanzensäfte wässerige Lösungen und zwar in den meisten Pflanzen ziemlich schwache Lösungen. Es ist klar, wie der Mangel an Feuchtigkeit schädlich sein kann. Aber ein Überfluß an Feuchtigkeit kann ebenso schaden: indem er die Pflanzensäfte verdünnt, die Ablagerung der zuckerartigen Substanzen stört, allzusehr die Thätigkeit der Blätter zum Nachteil der Blüten und Früchte erregt. Ferner ist vielen Pflanzen stagnierendes Wasser schädlich durch den Mangel an Sauerstoff in demselben und durch den Überfluß einiger Salze, wie z. B. des Eisenoxyduls.

Jedoch lange nicht immer beobachten wir die direkten Einflüsse des Klimas auf die Pflanzen. Sehr oft sind diese Einflüsse indirekte, aber deswegen nicht weniger starke.

Oft liegt es daran, daß die gegebenen klimatischen Bedingungen solche sind, bei welchen die Existenz einer Pflanze wohl möglich ist, allein sie sind anderen Pflanzen noch günstiger, welche daher die weniger kräftigen und dem betreffenden Klima weniger angepaßten Gewächse verdrängen. Hier ist folglich der Kampf ums Dasein für gewisse Pflanzen nicht günstig, da andere ihnen die zum Leben notwendigen Wärme, Licht und Feuchtigkeit entziehen. Beispiele derartiger Verdrängung von Pflanzen durch andere giebt es sehr viele; ich weise nur auf die Verdrängung einheimischer Pflanzen durch europäische in Australien und besonders in Neuseeland hin. Es giebt sehr viele, sogenannte klimatische Grenzen für die wildwachsenden Pflanzen, welche nicht absolute, aber relative sind, das heißt, jenseits derselben könnte eine gewisse Pflanze wohl noch existieren, aber das Klima oder andere Bedingungen sind noch bei weitem günstiger für andere Pflanzen und letztere verdrängen erstere.

Es ist bekannt, daß ein großer Teil der Kulturpflanzen, wenigstens diejenigen Arten derselben, welche dem Menschen nützlich sind, nur dank der Pflege desselben existieren: er lockert den Boden für sie, düngt und bewässert sie, er pflanzt die Gewächse zur günstigsten Zeit und was die Hauptsache ist, er schützt sie vor den

sogenannten Unkräutern, das heißt vor den Pflanzen, die besser geeignet für den Kampf ums Dasein sind als sie selbst.

Der indirekte Einfluß des Klimas auf die Pflanze kann auch darin bestehen, daß er den Parasiten günstig ist, das heißt den Tieren und pflanzlichen Organismen, die auf Kosten der betreffenden Pflanze leben. Das Klima kann den Parasiten so günstig sein, daß die Pflanze durch sie zu Grunde geht. Die Kulturpflanzen leiden am meisten durch die Parasiten und oft können sie alle Anstrengungen des Menschen nicht von solchen Feinden befreien.

Es ist klar, daß für die Pflanzen, außer den Extremen der Temperatur, eine bestimmte Summe Wärme wichtig ist, damit sich die nötigen Lebensprozesse vollziehen können. In der Pflanzenphysiologie und Landwirtschaft wird dieses gewöhnlich durch die Worte „Summa der Temperaturen" ausgedrückt. Bousſingault hat zuerst diesen Begriff in die Wissenschaft eingeführt.*) Die Gründe sind folgende: ein großer Teil der Vegetationsprozesse erfordert einen Aufwand an Wärme (der Grund ist bekannt genug, als daß es sich lohnte sich darüber weiter zu äußern); ferner ist bekannt, daß die Thätigkeit der Gewächse mit bestimmten Temperaturen beginnt. Diese Temperatur nennen wir die Anfangstemperatur $= t'$. Alsdann nehmen wir, beginnend mit dem Tage, an welchem die mittlere Tagestemperatur bis t' gestiegen war, die mittleren Temperaturen des Tages höher als t' $(t—t')$ und addieren die erhaltenen Temperaturen. Die Tage, an welchen die Mitteltemperatur unter t' ist, werden ausgeschlossen.

Indem man die Daten für ein und dieselbe Pflanze in den verschiedenen Klimaten verglich, fand man, daß für bestimmte Vegetationsprozesse (z. B. bei den Gramineen vom Beginn des Wachstums bis zum Reifen der Samen) annähernd ein und dieselbe Summe der Temperaturen nötig ist, mit anderen Worten, je höher in gegebener Zeit die mittlere Temperatur ist, um so weniger Zeit ist für das Reifen des Samen und andere vegetabilische Prozesse erforderlich. Ich führe ein Beispiel an. Der Weizen fängt bei 6° an zu wachsen und erfordert nach Bousſingault zum Reifen

*) Außer vielen Spezialuntersuchungen, siehe sein Buch: „agriculture, chimie agricole et physiologie".

gegen 2000°. In Paris tritt eine solche Temperatur um den 18. März ein. Zum Vergleich wähle ich zwei von den besten Weizengegenden Rußlands: den südlichen Teil des Kiewschen Gouvernements und die Umgegend von Samara. Im Flecken Gorodischtsche tritt die Mitteltemperatur über 6° um den 2. April ein, in Samara um den 22. April. Auf diese Weise erhält man vom Anfang des Wachstums bis zur Reife folgende Summe nützlicher Temperaturen in den einzelnen Monaten vom Beginn des Wachstums bis zur Reife, welche in der Umgegend von Paris um den 1. August, bei Gorodischtsche um den 20., bei Samara um den 25. Juli eintritt. Die Rubrik „Zahl" zeigt, im Laufe wie vieler Tage des Monats das Mittel höher ist als 6°:

Monate.	Versailles bei Paris.		Gorodischtsche im Kiewschen Gouvernement		Samara.	
	Zahl der Tage.	Summe der Temperaturen.	Zahl der Tage.	Summe der Temperaturen.	Zahl der Tage.	Summe der Temperaturen.
März	14	28	0	0	0	0
April	30	301	29	271	9	84
Mai	31	422	31	425	31	425
Juni	30	510	30	576	30	576
Juli	31	586	20	430	25	535
August	1	19	—	—	—	—
Summe	137	1866	110	1702	92	1620

Hieraus ist ersichtlich, daß in dem feuchteren Klima der Umgegend von Paris der Weizen eine längere Periode zur Reife erfordert und außerdem noch eine größere Summe der Temperaturen, wenn man diese Temperatur nach der von Bousssingault vorgeschlagenen Methode mißt. In Wirklichkeit ist diese Methode nur ein Versuch, die Summe der für eine gegebene Pflanze

nötigen Wärme zu bestimmen auf Grundlage derjenigen Daten, welche man leicht für viele Orte erhält, das heißt der mittleren Temperaturen der Luft. In der That wirken hier unvergleichlich kompliziertere Faktoren mit und man muß, außer der Lufttemperatur, besonders die direkte Wirkung der Wärme und des Lichtes der Sonne auf die Pflanze in Betracht ziehen. Niemand zweifelt daran, daß unsere Getreidepflanzen ohne direkten Einfluß der Sonne keinen vollständig reifen Samen geben werden, daß eine vollständige Reife im Schatten nicht möglich ist, wenn auch die Summe der Temperaturen höher wäre. Der Vergleich des westlichen Europas mit dem südlichen und östlichen Rußland zeigt, daß es in letzterem im Sommer mehr klare Tage giebt und dieses muß die Reifungsperiode der Pflanzen und die Summe der Temperaturen, die dazu erforderlich sind, verringern. Aber wenn auch das Faktum des Einflusses der Sonnenstrahlen nicht bestritten werden kann, so ist eine ganz andere Frage, welches ist das Maß dieses Einflusses? Hier entsteht vor allem die Frage: ist der Einfluß proportional der Wärmeenergie der Sonnenstrahlen und wenn nicht, warum? Wirkt etwa hier die Abkühlung in Folge der Verdunstung u. s. w.?

Da wir keine einigermaßen kontinuierliche Reihe aktinometrischer Beobachtungen haben, so mußte man zum Vergleich des Zusammenhanges des Vegetationsprozesses mit der von den Sonnenstrahlen erhaltenen Wärme seine Zuflucht zu Thermometern mit geschwärzten Kugeln*) nehmen. Aber diese Beobachtungen leiden an großer Ungenauigkeit. Die Schwärzung selbst wird nicht überall in gleicher Weise ausgeführt, mit der Zeit wird die rauhe Oberfläche glatt und erwärmt sich daher weniger, endlich ist die Aufstellung des Thermometers sehr wichtig, die Nähe anderer durch die Sonne erwärmter Gegenstände u. s. w. Alles dieses macht die Beobachtungen ähnlicher Art schwer unter einander vergleichbar. Es gab eine Zeit, in der man auf dem europäischen Kontinente derartige Beobachtungen vollständig unterließ, aber in den letzten Jahren sind die Botaniker, Forstleute und Landwirte wieder zu ihnen zurückgekehrt, indem sie sich bemühten, die

*) Dove, Zusammenhang der Wärmeveränderung der Atmosphäre mit der Entwickelung der Pflanzen. Berlin 1846.

Thermometer so aufzustellen, daß in der Nähe keine steinernen Mauern u. s. w. vorhanden sind,*) oder das Thermometer wird in einer Glaskugel in Vacuo aufgestellt.

Die weitere Bearbeitung dieses Gegenstandes gehört dem Gebiet der Pflanzenphysiologie an; einstweilen ist es möglich, sich mit der Summe der Temperaturen zu begnügen, indem man, wenn auch nur annähernde, Korrekturen einführt: 1. nach den Graden der Bewölkung, d. h., indem man annimmt, daß, bei sonst gleichen Bedingungen, die Pflanze sich mit einer geringeren Summe der Temperaturen begnügen kann, je geringer die Bewölkung ist; 2. ist es erforderlich, die Zahl der Stunden, während welcher die Sonne über dem Horizont bleibt, in Betracht zu ziehen. Es ist schon lange bekannt, daß unter hohen Breiten die Pflanzen im Sommer einer geringeren Summe der Temperaturen bedürfen und daß dieses von der Länge des Tages abhängt. In den letzten Jahren hat man in England, und danach auch in anderen Ländern, begonnen, Instrumente zur Messung der Dauer des Sonnenlichtes einzuführen.**) Vielleicht wäre diese Größe an Stelle der Bewölkung einzuführen, da die Dauer des Sonnenlichtes nicht nur von der Quantität der Wolken abhängt, sondern auch von ihrer Verteilung. Außerdem ändert sich aber die Bewölkung schnell im Laufe des Tages, die gewöhnlichen Beobachtungen dreimal täglich sind daher ungenügend, um auch nur annähernd mit solcher Genauigkeit das wahre tägliche Mittel zu berechnen, wie dieses für die Temperaturen und besonders für den Luftdruck möglich ist. Es ist zu hoffen, daß man in der Frage über den Einfluß der Sonnenstrahlen auf die Vegetation bald weiter kommen wird. Bis jetzt haben wir nur gründliche Untersuchungen über den Einfluß des Lichtes auf die Gewächse; ebenso gute Untersuchungen über den Einfluß der Sonnenwärme wären um so mehr nötig.

Alsdann muß man in der Frage über den Einfluß des

---

*) Siehe u. a. Hoffmann, Zeitschr. f. Met., XVI 330 und XVII 121.

**) Siehe das Ende des Kap. 2.

Klimas auf die Pflanzen und über die Möglichkeit, nach ihnen das Klima zu beurteilen, folgendes in Betracht ziehen.

Bei der jetzigen Verteilung der Wärme auf der Erdkugel tritt überall in den Breiten über 45°, mit Ausnahme weniger Inseln und der westlichen Teile der Kontinente, eine Ruhezeit der Vegetation ein im Winter, infolge der niedrigen Temperatur. Hieraus entstehen einige Bedingungen, denen die Pflanzen genügen müssen, damit sich das Leben des Individuums und des Geschlechts erhält.

Die Bäume bedürfen im Laufe des Jahres einer bestimmten Wärmemenge, um sich einen Vorrat an Cellulose herzustellen, dieser Vorrat muß aber in der warmen Jahreszeit, vor dem Stillstande der pflanzlichen Thätigkeit im Winter, fertig gebildet sein. Wenn daher bis zu dieser Zeit die Summe der Temperaturen, die zur Bildung eines solchen Vorrates erforderlich ist, nicht genügt, so geht der Baum zu Grunde.

Es ist sehr wahrscheinlich, daß aus diesem Grunde die Eiche in ganz Sibirien vom Ural bis zum mittleren Lauf des Amur nicht vorkommt. Daß nicht allein die Kälte des Winters die Eiche hindert in einem großen Teile des westlichen Sibiriens zu wachsen, ist daraus ersichtlich, daß die mittlere Temperatur der drei Wintermonate in Blagowjeschtschensk und sogar in Chabarowka, wo die Eiche (Quercus mongolica) wächst, niedriger ist, als im nördlichen Teile des Obbassins (die mittlere Temperatur des Januar ist in Blogowjeschtschensk -27.0°, in Beresow -22.9°). Wahrscheinlich geben der wärmere und dabei feuchte Sommer und die längere Wärmeperiode der Eiche, die am mittleren Lauf des Amur und am Ussuri wächst, die Möglichkeit, einen genügenden Vorrat an Cellulose zu bilden.

Wenn man die Eiche in die Berge der tropischen Länder verpflanzt, wo die Temperatur aller Monate nur sehr wenig variiert, so wird es offenbar keine scharf abgegrenzte Zeit geben, während welcher der Baum seinen Kreislauf vollenden muß. Sie kann sich verlängern oder vermindern, je nach dem vorhandenen Vorrat an Wärme und Feuchtigkeit. Unter solchen Bedingungen können die Bäume allmählich immergrün werden, wie wohl nicht wenige Pflanzengenerationen zu einer solchen Veränderung erforderlich

sind, d. h. es entsteht eine solche Veränderung in der Organisation, bei der das vegetabilische Leben nicht still steht, sondern es entsteht nur eine größere oder geringere Thätigkeit, die von dem größeren oder geringeren Zufluß des Wassers abhängt. Wie sehr die immergrünen Bäume sich den Umständen anpassen können, ist aus dem Beispiel des Theebaumes (Thea viridis) ersichtlich. In China kann man nicht mehr als dreimal die Blätter einsammeln, da die reichliche Bildung der Blätter nur vom April bis zum August, wenn sowohl die Wärme als die Feuchtigkeit genügt, vor sich geht. In den übrigen Monaten ist es entweder zu trocken oder zu kalt und das Einsammeln der Blätter würde den Pflanzen schaden. In den Bergen der Insel Java, auf Höhen von ungefähr 1000 m über d. M., wo die mittlere Temperatur aller Monate gegen 20°—21° und genug Feuchtigkeit vorhanden ist, kann man, ohne der Pflanze zu schaden, 8 Ernten von Theeblättern machen, d. h. einmal in 45 Tagen. In einem solchen Klima ist für viele Pflanzen keine jährliche Periodizität des vegetabilischen Lebens vorhanden, auf demselben Baum kann man daher gleichzeitig junge Blätter, Blüten und reife Früchte sehen. So ist es in den tropischen Klimaten für den größten Teil der Bäume nicht unumgänglich nötig die Prozesse, welche für das Leben des Individuums oder des Geschlechts erforderlich sind (Herstellung von Cellulose, Reife der Samen), zu einer bestimmten Zeit des Jahres zu beenden, wenigstens soweit diese Prozesse von der Wärme abhängen. So begegnet man häufig einer und derselben Pflanze sowohl in den Ebenen, oder am Ufer des Meeres wie auf großen Höhen in den Bergen. Nur wächst sie auf der Höhe langsamer.

Dasselbe gilt natürlich auch von Kulturpflanzen. So z. B. braucht das Zuckerrohr in den Niederungen der Tropen 9 Monate bis zur völligen Reife, aber auf den Höhen zuweilen 18 Monate; ebenso kultiviert man bisweilen die Bananen auf solchen Höhen, auf denen ihre Früchte nur in 15, ja 18 Monaten reifen.

Die Pflanzen der mittleren Breiten, die in den Tropen kultiviert werden, können sich ebenso dem anpassen, was ich einen „nicht periodischen Typus“ nenne. Auf der Insel Java, z. B. auf einer Höhe von mehr als 1000 m über d. M. versuchte man Buchweizen zu kultivieren und erhielt 4 Ernten im Jahre.

So hängen in den Tropen die Vegetationsgrenzen nach oben nicht so sehr von den Bedingungen der Temperatursumme, die man im Laufe des Jahres erhält, ab, als in den Klimaten mit einer großen jährlichen Temperaturschwankung; die Abhängigkeit von den Temperaturen, soweit sie dort besteht, ist bedingt:

1. durch die Zartheit vieler Pflanzen, welche Temperaturerniedrigungen nicht nur bis 0°, sondern oft bis 5° oder sogar bis 10° nicht ertragen.

2. Dadurch, daß die pflanzliche Thätigkeit bisweilen mit sehr hohen Temperaturen beginnt. Offenbar ist nicht nur dort, wo solche Temperaturen nicht vorkommen, die Existenz bestimmter Pflanzen unmöglich, sondern auch da, wo sie am Tage nur auf kurze Zeit eintritt, würde die Entwickelung der Pflanzen so langsam sein, daß sie den Kampf ums Dasein nicht aushalten könnten.

Endlich hat auch die Verlängerung der Lebensprozesse ihre Grenzen und dehnt sich nicht bis in die Unendlichkeit aus. Die Kulturpflanzen verändern sich in den Tropen mit der Höhe viel weniger, als die wilden, da der Mensch die ihm notwendigen Gewächse im Kampf ums Dasein mit anderen Pflanzen und mit den Parasiten schützt. Aber die wilde Vegetation verändert sich bei der Beständigkeit der Jahrestemperatur und dem reichlichen Vorrat an Feuchtigkeit sehr bedeutend mit der Höhe, da schon bei einer kleinen Veränderung der Temperatur oder Feuchtigkeit andere Pflanzen sich als dem Klima besser angepaßt erwiesen.

Dazu sind noch die Grenzen bestimmter Pflanzen, sogar der Vegetationsformen, wie z. B. der Bäume, in Abhängigkeit von vielen Ursachen, welche in den Tropen stärker wirken, als in den höheren Breiten, namentlich deshalb, weil die Temperaturen höher sind. Oft ist auf den allergrößten Höhen — den Vulkanen — der Boden nicht günstig für die Bäume oder aber es sind, namentlich infolge der offenen Lage, die Winde so stark, daß die Bäume nicht wachsen können. Überhaupt sind die Gebirgsketten, besonders aber die Bergländer, die aus mehreren Ketten bestehen, bei übrigens gleichen Bedingungen günstiger für eine mannigfaltige und reiche Vegetation, besonders für Bäume, als vereinzelte Berge, da jene mehr Schutz vor den Winden und eine größere Mannigfaltigkeit der topographischen Bedingungen bieten.

Aber auch außerhalb der tropischen Zone zeigt sich die Ab-

hängigkeit der Vegetation von anderen Bedingungen, als der Wärme und der Feuchtigkeit sehr deutlich. Außerdem muß man beim Wechsel der Vegetation vom Äquator zum Pol die Aufmerksamkeit noch auf andere Bedingungen richten, welche weniger Einfluß haben beim Vegetationswechsel von unten nach oben.

Eine bestimmte Pflanze kann vollständig geeignet für ein gegebenes Klima sein, aber man begegnet ihr einfach nur deshalb nicht dort, weil ihre Heimat und die Orte, wohin sie sich bis jetzt verbreitet hat, so weit von dem betreffenden Orte entfernt sind, daß sie bei den bestehenden Bedingungen nicht dorthin getragen werden konnte. So z. B. ist es bekannt, daß sich die Waldbäume der nördlichen gemäßigten Zone in vier scharf begrenzte Floren teilen, jedoch ist es bewiesen, daß die Bäume aller dieser Floren sehr gut das Klima Englands ertragen. Dennoch wächst dort eine verhältnismäßig sehr geringe Zahl Bäume wild. Offenbar konnten die Bäume des östlichen und westlichen Teils von Nordamerika und Ostasiens sich nicht bis England verbreiten infolge von Ursachen, die nichts mit dem Klima gemein haben.*) Die Flora der sogenannten ozeanischen Inseln, d. h. solcher, welche niemals Teile des Kontinents gewesen waren**), wurde überall relativ arm gefunden, aber nicht deshalb, weil ihr Klima und der Boden für eine mannigfaltige Vegetation untauglich wären, sondern weil auf ihnen sich nur Pflanzen befanden, die an Ort und Stelle entstanden, und noch einige Pflanzen, deren Samen oder Blätter durch den Wind, die Meeresströmungen, die Vögel u. s. w. von weit hergetragen wurden. Die Entdeckung der ozeanischen Inseln durch die Europäer führte zu einer großen Veränderung ihrer Floren, sowohl durch die Kulturpflanzen, als auch durch die sogenannten Unkräuter. Viele Kulturpflanzen, die die Europäer mitbrachten, verbreiteten sich selbst weiter, indem sie die einheimische Vegetation verdrängten. Die bekanntesten Beispiele dieser Art sind die Verbreitung der Guave auf den Inseln des Stillen Ozeans und des Klees, des Timothygrases und anderer

*) Asa Gray, Géogr. et archéologie forestières. Arch. sc. phys. Teil 62, p. 125.

**) Über die ozeanischen Inseln siehe das Buch: Wallace, Island life. London 1881.

europäischer Grasarten und Hülsengewächse auf Neuseeland, wo sie die einheimischen Farnkräuter rasch verdrängten. Ich erwähne absichtlich diese für die Veränderung der wilden Vegetation bezeichnenden Thatsachen, die sich im Laufe einiger 30—40 Jahre oder höchstens 100 Jahre vollzogen hat, die freilich mit Hilfe des Menschen begann, aber jetzt ohne seinen Willen vorwärts schreitet. Dieser Wechsel vollzog sich in so kurzer Zeit, daß er von der Veränderung des Klimas, des Bodens und anderer natürlicher Bedingungen unmöglich abhängen konnte. Ich erwähne ihn auch deswegen, um zu zeigen, wie vorsichtig man in seinen Urteilen über das Klima sein muß, wenn man sie auf die Nachrichten über die Veränderungen in der Vegetation gründet, sei es aus den historischen Zeugnissen, sei es aus den Untersuchungen der Palaeontologen.

Viele Änderungen in der Vegetation entstehen und entstanden ohne Einfluß des Menschen und ohne jede Veränderung des Klimas. Und in der Natur, wie in der rationellen Landwirtschaft, giebt es in seiner Art einen Fruchtwechsel. Schon lange haben viele Gelehrte die Vermutung ausgesprochen, daß ein solcher Fruchtwechsel sich besonders in Bezug auf die Bäume mit tiefgehenden Wurzeln zeigen müßte. Sie ziehen die Stoffe, die zu ihrer Ernährung nötig sind, aus den tiefen Schichten des Bodens und lagern sie alsdann in den oberen ab; auf diese Weise verarmen die ersteren, letztere bereichern sich. Daher werden, je länger eine derartige Vegetation fortdauert, die oberen Schichten des Bodens für das Wachstum von Bäumen mit nicht tiefgehenden Wurzeln geeignet gemacht, aber ebenso für Wiesen- und Steppengewächse (Grasarten, Hülsenfrüchte). Früh oder spät vollzieht sich der Vegetationswechsel, aber kann man wohl darum auf eine Veränderung des Klimas schließen?

Außerdem entsteht ein ähnlicher natürlicher Fruchtwechsel auch durch andere Ursachen. In der Jetztzeit befestigt sich immermehr und mehr die Ansicht, daß, wenn viele Arten einer bestimmten Pflanze ununterbrochen an demselben Orte wachsen, sich immer mehr und mehr die pflanzlichen und tierischen Parasiten, die von ihnen leben, vermehren. Auf diese Weise werden die Bedingungen günstiger für andere Pflanzen, die von diesen Parasiten nicht heimgesucht werden. Wäre es möglich, daß der von

dieſer Urſache abhängende Vegetationswechſel gleichfalls dem Klima zugeſchrieben wird?

Eine Durchſicht der Litteratur dieſes Gegenſtandes wird überzeugen, daß ich nicht umſonſt auf äußerſter Vorſicht in dieſer Beziehung beſtehe. Steenſtrup entdeckte in Torfmooren Dänemarks die Überreſte von Bäumen. In den allerunterſten, folglich in den älteſten, herrſchte die Kiefer vor, höher hinauf die Eiche, in den alleroberſten die Buche, die auch jetzt noch auf den däniſchen Inſeln die vorherrſchende Waldart iſt; da die Kiefer ſehr weit nach Norden vordringt, die Eiche ſchon weniger und die Buche noch weniger, ſo haben viele Gelehrte aus dem Vegetationswechſel der däniſchen Torfmoore den Schluß gezogen, daß im Anfang das Klima Dänemarks ſehr rauh geweſen ſei, darauf milder geworden und die Eiche aufgetreten ſei; in der Jetztzeit wäre es noch wärmer geworden und laſſe die Exiſtenz der Buche zu. Allein es giebt durchaus keine Anhaltspunkte für einen ſolchen Schluß, jetzt begegnet man Kiefernwäldern nicht nur in Dänemark, ſondern auch in Ländern mit einem wärmeren Klima, die Eiche iſt dort auch keine Seltenheit. Warum aber müſſen wir ſchließen, daß der Vegetationswechſel gerade durch das Klima und nicht durch andere Urſachen entſtand?

Es giebt auch Fälle anderer Art, in denen es ſcheint, als wäre der Schluß über die Veränderung des Klimas wahrſcheinlicher, aber, bei genauer Prüfung, erweiſt er ſich doch als unſicher. Beſtimmten Pflanzenarten begegnet man jetzt nur in der tropiſchen oder der warmen gemäßigten Zone, aber früher wuchſen ſie z. B. auch in Mitteleuropa. Hieraus ſchließt man, daß das Klima in der betreffenden Zeit wärmer war und natürlich iſt ein ſolcher Schluß oft richtig. Aber nicht immer. Oft ereignet es ſich, daß Arten, die jetzt in den Tropen und früher in Europa wuchſen, nicht ein und dieſelben ſind. Währenddeſſen können Arten derſelben Gattung in ſehr verſchiedenen Klimaten wachſen. Nehmen wir als Beiſpiel die Eiche. Die Korkeiche (Quercus Suber) kann zweifellos nur in einem ſehr warmen Klima wachſen (da dieſe eine ſehr geſchätzte Kulturpflanze iſt, ſo ſind ihre Grenzen ziemlich genau beſtimmt). Bezüglich der Winterkälte verträgt ſie noch das Klima des Südufers der Krim, wo die Mitteltemperatur des Winters gegen 4° iſt und auf kurze Zeit bis — 10° und

— 12° sinkt, aber auch dort leidet sie bisweilen durch Fröste. Daß sie ebenso einer bedeutenden Wärmesumme zur vollen Entwickelung bedarf, zeigt sich dadurch, daß man sie in der Bretagne und an den südwestlichen Ufern Englands, wo der Winter noch wärmer und die Temperaturschwankungen geringer, als am Südufer der Krim sind, nicht antrifft. Gleichzeitig wächst eine andere Art der Eiche am mittleren Lauf des Amur, wo die mittlere Temperatur des Jahres gegen 0° und im Januar ungefähr — 27° ist.

Nehmen wir an, daß nach bestimmter Zeit alle Arten der Eiche, außer der Korkeiche, verschwinden, wird man dann nicht, indem man die Überreste der Eiche am Amur findet, den Schluß ziehen, daß dort das Klima in der gegebenen Zeit nicht kälter war, als am Südufer der Krim? Aber nehmen wir an, daß es schwer wäre, die Unterschiede zwischen den immergrünenden Arten der Eichen und den Arten mit abfallenden Blättern nicht zu bemerken. Von den letzteren geht Quercus Robur im Nordosten nicht weiter als bis zum östlichen Deutschland, der Krim und dem westlichen Ufer des Kaspischen Meeres, d. h. sie verträgt scheinbar nicht eine Temperatur im Winter unter — 1°. Eine andere Art Q. Cerris wächst weiter nach Süden und geht in Ungarn bis zu den Karpathen, d. h. sie verträgt einen ebenso kalten Winter, aber erfordert wahrscheinlich einen wärmeren Sommer. Wenn sich z. B. von allen Eichen mit abfallenden Blättern bloß Q. Robur und Cerris erhielten, wäre man da nicht im Recht, wenn man die Überreste der Eiche am Amur findet, den Schluß zu ziehen, daß, als die Eiche dort wuchs, der Winter nicht kälter war als — 1°, und die mittlere Temperatur über 6° hätte mehr als 7 Monate angehalten? Aber in Wirklichkeit ist in Blagoreschtschensk die mittlere Temperatur des Winters — 24° und die mittlere Temperatur über 6° dauert kaum über 5 Monate an. Derartig wäre der Fehler in diesem hypothetischen Fall! *)

Ich wählte namentlich die Eiche als eine Pflanze, die sehr

*) Als dieses schon geschrieben war, sah ich in der eben erschienenen Flora von Jekaterinoslaw von Prof. Beketow, daß Quercus Cerris auf der Insel Chortitza etwas südlich von dieser Stadt vorkommt und zwar wild. Die Mitteltemperatur des Winters ist hier nicht über —5°.

verbreitet ist und weil wir für viele ihrer Arten hinreichend genau wissen, welche klimatische Bedingungen sie erfordern.

In der Annahme, daß viele Arten eines bestimmten Geschlechts verschwunden sind und nur eine übrig geblieben ist, liegt gleichfalls nichts Unmögliches; im Gegenteil, die Palaeontologie zeigt uns viele derartige Beispiele, ich weise nur auf den Gingko hin, die einzige Art der Familie Salisburia, die sich bis jetzt erhalten hat, während es früher mehrere Arten dieser Familie gab, welche weit verbreitet waren.

Eins muß noch bemerkt werden: die Eiche gehört bei weitem nicht zu den Pflanzen, selbst den Bäumen, welche sich sehr verschiedenen klimatischen Bedingungen anpassen können. Die Eiche nimmt in dieser Beziehung eine Mittelstelle unter den Pflanzenfamilien ein. Die Nadelbäume ertragen überhaupt viel größere klimatische Unterschiede und von den Laubbäumen kann man gleichfalls keine geringe Zahl ähnlicher Beispiele anführen. Nehmen wir die Weide (Salix), die wir sowohl in den Tropen, als auch jenseits der Polarkreise antreffen. Auch das Bambusrohr, eine der charakteristischen tropischen Pflanzen, verdient erwähnt zu werden. Eine Art des Bambusrohres, eine niedrig wachsende, wächst sogar wild im südlichen Teile der Insel Sachalin, wo die mittlere Temperatur des Jahres und des Winters viel niedriger sind, als in Petersburg, und sogar der Sommer kälter ist, wiewohl in geringerem Grade.

Noch muß bemerkt werden, daß es so viele Hindernisse der Verbreitung der wildwachsenden Pflanzen giebt, daß sehr wenige von ihnen ihre klimatischen Grenzen erreichten. Daher drücken die Beispiele, welche oben angeführt wurden, bisweilen noch nicht die ganze Serie der klimatischen Einflüsse, bei welchen die gegebene Pflanze existieren kann, aus. Wenn wir nicht einigermaßen genau die klimatischen Grenzen der augenblicklich existierenden Pflanzen kennen, die wir doch bei vollem Leben beobachten können, was soll man da zu den Vermutungen sagen, die man oft über die den verschwundenen Pflanzenfamilien und -Arten notwendigen klimatischen Bedingungen anstellt? Vorsicht und abermals Vorsicht, das ist die Regel, welche sich diejenigen zur Richtschnur nehmen sollten, die nach den Daten der Pflanzenpalaeontologie über das Klima urteilen.

Bis jetzt habe ich besonders den Einfluß der Wärme auf die Pflanzen betrachtet, nur selten die Feuchtigkeit berührend. In den tropischen Ländern begegnen wir der üppigsten Vegetation auf der Erdkugel, z. B. am Amazonenstrom und auf den Sundainseln, also dort, wo sich die Wärme mit einem reichlichen Vorrat an Feuchtigkeit im Boden und in der Luft vereinigt; hingegen dort, wo nicht genügend Feuchtigkeit vorhanden ist, sehen wir kolossale Wüsten, d. h. Orte, die entweder vollständig ohne Vegetation sind, oder nur bisweilen mit wenigen Pflanzen bedeckt, die beim allergeringsten Vorrat von Feuchtigkeit leben können. An den Wüstengewächsen hat sich eine Organisation ausgebildet, die in bemerkenswerter Weise den schwierigen Bedingungen, in denen sie sich befinden, angepaßt ist. Die Sträucher herrschen in der Wüste vor, ihre tiefer reichenden Wurzeln geben ihnen die Möglichkeit, die Feuchtigkeit aus einem großen Raume zu ziehen, aber die Ausdünstungsorgane, die Blätter, vermindern sich und fehlen einigen auch vollständig.*)

Im allgemeinen ist es jetzt sicher, daß die Wüste ein Produkt des Klimas ist und daß die Abwesenheit der Vegetation oder ihr äußerst trauriger Zustand, in den Ländern, wo Wärme genug vorhanden ist, vom Mangel an Feuchtigkeit abhängt. Keine einzige Wüste der Erdkugel besteht ausschließlich aus Triebsand und wo Wasser vorhanden ist, da giebt es auch eine Vegetation, bisweilen eine sehr üppige. So z. B. ist in der Sahara an einzelnen Stellen unterirdisches Wasser vorhanden, dieses fließt von den benachbarten Bergen unter den Sandschichten; man benutzte es zur künstlichen Berieselung der Oasen, in denen Dattelpalmen und viele andere Kulturpflanzen wachsen. Die Dattelpalme hat sich offenbar vollständig solchen Bedingungen angepaßt, sie fordert eine reichliche Bewässerung, aber ihre Früchte sind nur dort von guter Qualität, wo während 6—8 Monaten

*) Die Aralo-Kaspischen Wüsten sind von vielen russischen Reisenden beschrieben, so daß die russische gelehrte Litteratur eine reiche Auswahl an Material in dieser Beziehung liefert. Über die Wüsten der östlichen asiatischen Hochländer siehe die Reisen Prschewalskys, über die nordwestliche Mongolei diejenigen Potanins.

beständig Hitze und eine beträchtliche Trockenheit der Luft herrscht. Ihre Kultivierung ist in der ausgedehnten Zone der allerheißesten und trockensten Gegenden Afrikas und Asiens verbreitet, aber nicht ununterbrochen, da sich lange nicht überall genug Wasser zur Bewässerung vorfindet.*)

Daß die außerordentlich reichliche Vegetation vieler Gegenden, besonders in den niederen Breiten, durch reichliche Feuchtigkeit begünstigt wird, ist so bekannt, daß ich jetzt zu mittleren Breiten und Klimaten mit mäßiger Feuchtigkeit übergehe. Hier muß man die Aufmerksamkeit auf die Verteilung der Wälder und Steppen richten. Die Frage über die Gründe dieses Einflusses ist eine derjenigen, wo in der Wissenschaft noch verschiedene Meinungen bestehen.

Manche denken, daß dieses ausschließlich oder fast ausschließlich vom Klima abhängt, daß die Waldbäume, indem sie viel Wasser verdunsten, auch eine große Quantität atmosphärischer Niederschläge erfordern, und daß besonders die Bäume mit abfallendem Laube regelmäßige und reichliche Niederschläge in der Wachstumsperiode, d. h. in mittleren und höheren Breiten im Sommer, verlangen. Ihrer Meinung nach hören die Wälder dort auf, wo im Sommer zu wenig Regen fällt; bei einem regenarmen Sommer soll also keine Wald-, sondern nur eine Steppenvegetation gedeihen. Diese Ansicht ist z. B. bei einigen Gelehrten Deutschlands verbreitet und hat sich bei vielen von ihnen so sehr befestigt, daß, wo ihnen Steppen begegnen, sie deren Existenz ausschließlich durch klimatische Ursachen erklären.

Eine solche Ansicht wird besonders in dem Buche von Grisebach, Vegetation der Erde**), einem der besten der Pflanzen-Geographie, verteidigt. Aber die Ansichten des Autors über die Ursachen, welche die Wald- und Steppenvegetation bedingen, halten die Kritik oft nicht aus. So z. B. behauptet er, daß im südlichen Rußland vom Schwarzen und Asowschen Meer bis zum 50° N. Br. und sogar bis zum 53° (an der Wolga) im Sommer der

---

*) Fischer, die Dattelpalme. Petermanns Mitteil. Erg. Heft.

**) Es existiert eine russische Übersetzung von A. N. Beketow. Es ist zu bemerken, daß der Übersetzer das Buch mit vielen brauchbaren Bemerkungen, die die Fehler des Verfassers berichtigen, versehen hat.

Nordostpassat weht, das Resultat sei vollständige Regenlosigkeit im Sommer und daher auch Mangel an Wäldern. Und dieses wurde in den siebenziger Jahren gedruckt, als das Klima Rußlands, wie es scheint, schon hinreichend genug bekannt war, und zwar gediegene Arbeiten sowohl in französischer, als deutscher Sprache existierten.

Der Grund dieses Irrtums des gelehrten Autors ist begreiflich: zuerst entstand die Meinung über ausschließlich klimatische Bedingungen der Wald- und Steppenvegetation und dann mußten sich die Thatsachen der Pflanzen-Geographie der beliebten Theorie anpassen. So ignorierte er die grundlegenden Arbeiten von Dove*), Wesselowsky**), Kämtz***) u. s. w. und gab Mührys Einteilung der Erde nach den Perioden der Niederschläge in Zonen den Vorzug.

Dann erinnere ich noch an die Versuche Pfaffs.†) Er bemühte sich, die Wassermenge zu bestimmen, die von den Bäumen verdunstet wird. Hierzu schnitt er Zweige von einer Eiche, die in seinem Garten in Erlangen wuchs, ließ dieselben einige Zeit an der Luft und bestimmte ihre Verdunstung durch den Gewichtsverlust vom Anfang bis zum Ende des Versuchs, wobei der Eichenzweig an einem Brett hing und ungefähr 3 Minuten im Schatten blieb. Die Beobachtungen wurden viermal täglich vom 18. Mai bis zum 24. Oktober angestellt, d. h. von der vollen Entwickelung der Blätter bis zu ihrem Abfallen. Alsdann, nachdem er die Anzahl der Blätter auf der Eiche, von der er die Zweige abgeschnitten (es waren 700,000), zusammengezählt hatte, berechnete er, unter der Voraussetzung, daß von der Oberfläche der Blätter soviel Wasser verdunstet sei, als er bei seinen Versuchen erhalten, daß zur Erhaltung des Wachstums der Eiche in den 5 warmen Monaten eine Quantität Wasser erforderlich war, welche einem atmosphärischen Niederschlage von $5{,}_{39}$ m entspricht. Währenddessen fallen dort im

*) Klimatologische Beiträge 1857.

**) Über das Klima Rußlands und Abhandlungen in französischer Sprache in den Bulletins der Akademie der Wissenschaften.

***) Klima der südrussischen Steppen, im Repertorium für Meteorologie 1859—1861.

†) Sitzungsbericht der K. Bayr. Akademie 1870 1. Bd.

Laufe des Jahres im ganzen 65 cm Wasser, d. h. $8^1/_2$ mal weniger! Allein in der Umgegend wachsen ausgezeichnete Eichenwälder.

Im übrigen muß bemerkt werden, daß der deutsche Botaniker sich fürchtete, weitere Schlüsse aus seiner Arbeit zu ziehen. Er fand entschlossenere Nachfolger in Rußland, welche auf Grund seiner Arbeit sich nicht scheuten, zu behaupten, daß die Wälder den Boden austrocknen und daß es zur Erhaltung der Feuchtigkeit nötig ist, unverzüglich alle Wälder auszuroden, die sich im mittlern und südlichen Rußland erhalten haben.

Daß die Beobachtungen Pfaffs nicht anwendbar sind auf die Verdunstung durch die Pflanzen, ist schon aus der oben gegebenen Zusammenstellung klar. In den letzten Jahren ist eine Reihe von Beobachtungen über die Quantität des Wassers, welche durch die Waldbäume verdunstet wird, gemacht worden, wozu 5—6jährige Bäume, von 60—80 cm Höhe gewählt wurden und man den Verlust des Wassers durch Verdunstung in Grammen auf 100 gr trockener Zweige und Nadeln bestimmte.

Bemerkenswert ist noch ein Umstand. Sogar die Espe, die am allermeisten Feuchtigkeit verdunstet, verdunstete bei weitem nicht so viel Wasser, als der Niederschlag während der Vegetationsperiode. Ihre Verdunstung betrug weniger als die Hälfte. Und dazu sind diese Versuche in der Umgegend von Wien gemacht, wo die Getreidepflanzen durch die Dürre nicht weniger leiden, als im mittleren Rußland.

Dann wurde noch folgender Versuch gemacht. Von einer Birke, die einzeln im Garten stand, wurden die Blätter abgenommen, getrocknet und gewogen; es zeigte sich das Gewicht von $21._4$ gr. Die Fläche des Baumes betrug mehr als 30 qum. Nehmen wir in der gegebenen Zeit 30 cm Regen an, so hatte dieser Baum im ganzen 9000 kg Regenwasser erhalten. Urteilt man nach den Exemplaren, die zu den Versuchen gedient hatten, so hätte diese Birke $7._{086}$ kg verdunsten müssen. Außerdem müßte sich durch die Regen- und Schneemengen der übrigen 6 Monate viel Feuchtigkeit im Boden, im Stamme und den Wurzeln der Pflanze ansammeln, die gleichfalls verdunstet. Aus der Tabelle ist noch ersichtlich, daß die Birke sehr viel Wasser verdunstet, die Eiche weit weniger; dieses ist wahrscheinlich einer von den

Gründen, weswegen sie so gut in den sehr trockenen Steppengegenden des südlichen Rußlands gedeiht.

Sehr wünschenswert wäre es, ähnliche Beobachtungen (oder genauer, Versuche) in Rußland anzustellen, besonders in bezug auf die Gattungen, die sich zum Steppenwaldbau eignen.

An einem Orte, auf dem schon ein Wald vorhanden ist, kann man sogar ohne derartige eingehende Versuche annähernd bestimmen, wie viel Wasser für bestimmte Bäume erforderlich ist, wenn man das mittlere Quantum des herabfallenden Wassers (in Form von Regen und Schnee) kennt. Dies gäbe sogar eine zu hohe Ziffer, weil: 1. das Quantum des herabfallenden Wassers von Jahr zu Jahr schwankt und überall einige Jahre hintereinander unter dem Mittel bleibt. (Wenn folglich die Waldvegetation diese trockenen Jahre aushält, so ziehen wir daraus den Schluß, daß die Quantität des damals herabfallenden Wassers genügend war.) — weil 2. ein Teil des herabfallenden Wassers in die Tiefe sickert und die Quellen und Flüsse nährt, folglich nicht zur Verdunstung durch die Blätter und den Boden dient.

Wenn man alles dieses im Auge hat und sich der geringen Menge Niederschläge erinnert, die in einigen Waldgegenden der mittleren Breiten fallen, so kann man leicht den Schluß ziehen, daß die Wälder noch lange nicht so bedeutender Mengen von Niederschlägen bedürfen, wie manche auf Grund schlecht verstandener Versuche voraussetzen. Außerdem sind im Kapitel 13 Daten angeführt, die zeigen, wie die Wälder die Fähigkeit besitzen, die Feuchtigkeit zu erhalten, welche sich in einer bestimmten Zeit des Jahres niederschlägt, so daß es schließlich einerlei ist, wann die Niederschläge fallen, wenn sie nur genügen. In einer waldlosen Gegend dagegen ist dieses durchaus nicht einerlei: nach reichlichen Regen fließt das Wasser an der Oberfläche ab und erreicht schnell die Flüsse, indem es Überschwemmung hervorbringt; alsdann geht auch das Durchsickern in tiefere Schichten rasch und bei ungehindertem Zutritt der Luft ist auch die Verdunstung stark.

Ich denke nicht daran, in Abrede zu stellen, daß die Existenz der Wälder unmöglich ist, wenn die Feuchtigkeit ungenügend wird, ich stelle auch nicht in Abrede, daß sehr ausgedehnte Gegenden der Erdkugel ihres Klimas wegen keine Wälder besitzen können, aber ich beweise nur, daß die für die Wälder notwendige Quantität Feuchtigkeit

bei weitem nicht so groß ist, wie häufig angenommen wird. Ich denke sogar, daß, wo eine üppige Steppenvegetation aus Gräsern, Hülsenfrüchten u. s. w. existiert, dort auch für Wälder Feuchtigkeit genug vorhanden ist.

Wenn aber oft in ausgedehnten Gegenden Wälder nicht vorhanden sind, so kommt dieses daher, daß die Bedingungen noch günstiger für Steppengräser sind. Der bekannte amerikanische Geologe Whitney sprach die Ansicht aus, daß ein Boden, der aus sehr feinen Teilchen besteht, für Wälder nicht günstig ist. Im Westen des mittleren und oberen Mississippi sind die Ebenen, wo die Teilchen des Bodens besonders fein und gleichartig sind, mit Steppengräsern bedeckt, während auf den Abhängen, wo der Boden gröber ist, Wald vorkommt. Dasselbe kann man von vielen russischen Schwarzerdesteppen sagen.

Es giebt bekannte Hindernisse für das Wachstum des Waldes inmitten einer ausgedehnten waldlosen Gegend, infolge des Mangels an Schutz vor den Winden und dies ebensowohl dort, wo die Baumvegetation mit Hilfe des Menschen oder ohne seinen Einfluß beginnt. Je ausgedehnter die Steppen sind, desto trockner ist die Luft, desto stärker das Hindernis, das der Wind bietet. Dieses zeigt auch oft die Anwesenheit von Wäldern auf den Abhängen der Thäler und Schluchten, wo der Boden allerdings im allgemeinen trockner ist, als an ebenen Orten, die aber vor den Winden mehr geschützt sind. Daß der Wind oft das Wachsen der Wälder hindert, beweisen die Meeresufer der mittleren Breiten, der nördlichen und namentlich der südlichen Halbkugel: an Orten, die dem heftigen Andrang westlicher Winde vom Ozean ausgesetzt sind, giebt es oft keine Wälder, aber etwas weiter ins Innere des Landes wachsen sie sehr schön. Hier hindert folglich sogar die feuchte Luft vom Ozean her das Wachsen des Waldes: natürlich sind die trockenen Winde der Steppen noch schädlicher.

Bei den Hindernissen, welche sich der Entstehung eines neuen Waldes darbieten, ist es verständlich, daß viele relativ unbedeutende Bedingungen einen Einfluß haben können, z. B. die Existenz von Busch- und Straucharten, die besonders geeignet zum Kampf mit den heißen, austrocknenden Winden sind: unter ihrem Schutz können sich auch andere Bäume ausbreiten, ist aber einmal der Wald gemacht, so hat er in sich selbst die Bedingungen seines

weiteren Fortbestehens, indem er die Winde abschwächt das Wasser auf der ausgedehnten Oberfläche seiner Blätter kondensiert, für lange Zeit die Feuchtigkeit im Boden erhält und wahrscheinlich die Quantität des Niederschlages vergrößert. Daher ist es verständlich, wie bereits entstandene Wälder in relativ sehr trocknen Klimaten existieren können. Möglich ist es, daß einige von den jetzt existierenden Wäldern dann entstanden, als das Klima der gegebenen Gegenden feuchter und folglich der Anfang der Waldvegetation leichter war.

Aus allem diesem ist es verständlich, warum die Wälder und Steppen scheinbar so launenhaft verteilt sind.*) Dieses ist das Resultat eines langen Kampfes um die Existenz noch vor dem Auftreten der Menschen, alsdann brachte auch der Mensch große Veränderungen absichtlich und unabsichtlich hervor.

Ich gehe jetzt zu den Kulturgewächsen über. Ihre Lebensbedingungen sind uns genauer bekannt, da sie den Interessen des Menschen dienen. Freilich lernte man die Bedürfnisse dieser Pflanzen selten mit wissenschaftlicher Genauigkeit kennen, man verfuhr empirisch, man versuchte, die Pflanzen in andere Länder zu versetzen, sie den allerbesten Bedingungen zu unterwerfen. Aber da es solcher Versuche viele gab, da Landwirtschaft und Gartenbau eine hohe Vollkommenheit erreichten, so kann die Wissenschaft einen großen Nutzen aus diesen empirischen Arbeiten ziehen. Wir wissen sicher, daß viele Kulturpflanzen bis zu einer Grenze kultiviert werden, wo die Wärme kaum zu ihrer Existenz genügt; einige kultiviert man sogar in großem Maßstabe dort, wo sie nicht für alle Lebensprozesse genügt, z. B. die Dattelpalme in Italien und Sizilien, wo ihre Früchte nicht reifen, die Kartoffel kultiviert man sogar in großem Maßstabe in England, Irland, Norddeutschland, im größten Teile Rußlands u. s. w., wo ihre Samen niemals reif werden. Dann giebt es Spielarten der Kulturpflanzen, die durch sorgfältige Auswahl dazu gebracht worden sind, daß sie früher als andere reifen. Besonders

*) Die Karten kleinen Maßstabes geben hierüber keinen rechten Begriff, aber ich empfehle z. B. für Rußland die 10werstige Karte des Generalstabes (Strelbitzky), für die Vereinigten Staaten den Atlas, der eine Beilage zur Ausgabe der Volkszählung des Jahres 1870 (Census Report) bildet.

in Norwegen hat man die Aufmerksamkeit auf diesen Gegenstand gerichtet, so daß in diesem Lande viele Kulturpflanzen einer geringeren Temperatursumme als in anderen Ländern bedürfen.

Allein wir würden einen großen Fehler begehen, wenn wir annähmen, daß überall die Kulturgewächse bis zu ihrer äußersten klimatischen Grenze kultiviert würden. Hier bemerkt man einen großen Unterschied je nach den Sitten und Gebräuchen der Völker, der Entwickelung der Landwirtschaft, des Gartenbaus und ökonomischer Bedingungen.*) Wenn man diesen Umständen keine Aufmerksamkeit schenkt, so ist die Gefahr vorhanden, grobe Fehler zu begehen, indem wir dem Klima das Fehlen der einen oder anderen Kulturpflanze zuschreiben, während es von einem der obengenannten Gründe abhängt.

Eines der bekanntesten Beispiele eines solchen Irrtums ist das Urteil des berühmten Arago über das Klima Palästinas. Nach ihm sollte es sich in den letzten dreitausend Jahren nicht verändert haben, da sowohl damals, als auch jetzt die Weinrebe und die Dattelpalme zusammen in den Ebenen Palästinas wuchsen, wo die erste ihre südliche Grenze, aber die zweite ihre nördliche erreichte, dabei nahm er die mittlere Jahrestemperatur von 22° für die höchste, bei welcher die europäische Weinrebe (Vitis vinifera) existieren kann, und die von 21° für die niedrigste, bei welcher die Dattelpalme reift.

Die Dattelpalme finden wir in Palästina nur in den niedrigeren Teilen des Landes, in der Nähe des Mittelmeeres, wie im Jordanthale, und zwar wachsen auch Weinreben dort. Die Ufer des Toten Meeres und das untere Jordanthal sind, wie bekannt, die tiefsten Depressionen unserer Erde, welche nicht mit Wasser bedeckt sind. Die mittlere Jahrestemperatur von Jerusalem, in 770 m über dem Meeresniveau, ist 17.3^0. Für die Gegend von Jericho, etwa 300 m unter dem Meeresniveau, muß die Temperatur etwa 23.2^0 betragen, wenn wir eine Änderung von 0.55^0 auf 100 m annehmen.**) Also ist sie höher, als die von

---

*) Diese Bedingungen sind sehr gut dargelegt in dem Buch des Grafen Gasparin „Cours d'Agriculture", Paris 1860.

**) Siehe Kapitel 11.

Arago angenommene Grenztemperatur des Weinstockes, und doch wissen wir, daß er sich dort findet. Die Jahrestemperatur von 21° ist keineswegs die untere Grenze für die Dattelpalme, denn selbst in Biskra, wo ausgezeichnete Datteln reifen, beträgt sie nur 20.3° und sie reifen selbst in Laghouat auf der algerischen Hochebene, wo die Mitteltemperatur 16.9°, freilich die Mitteltemperatur des Juli 28.8° beträgt, mehr als 4° mehr wie in Jerusalem.

Also beweist das von Arago gegebene Exempel nichts für die Beständigkeit des Klimas von Palästina.

In betreff der Weinrebe ist noch zu bemerken, daß sie auch im Süden von Kairo kultiviert wird, d. h. viel südlicher, als irgend ein Ort von Palästina liegt, ja sie giebt gute Früchte auf der Hochebene von Dekan, auf Höhen von gegen 600—700 m, wo die mittlere Temperatur des Jahres bis 25° bettägt und im kältesten Monat 23° (eine solche Temperatur herrscht in Puna, in der Nähe von Bombay, wo die Weintraube mit Erfolg kultiviert wird). Sogar diese Temperatur kann man kaum als eine Grenztemperatur ansehen und wahrscheinlich ist, daß wenn die europäische Weinrebe nicht in den Tropen kultiviert wird, dieses eher wegen zu hoher Feuchtigkeit geschieht, bei welcher die Früchte leicht anfaulen und da sie außerdem den Angriffen vieler Parasiten ausgesetzt sind.

Aber in der That, die Kultur der Weinrebe in großem Maßstabe wird im Süden von Palästina nicht angetroffen und der berühmte Astronom irrte sich bloß darin, daß er dem Einflusse des Klimas zuschrieb, was zum Teil von den Religionsgesetzen und Volksgewohnheiten, teils von ökonomischen Gründen abhängt (das Verbot des Weingenusses bei den Muselmännern, die vorteilhaftere Kultur anderer Pflanzen, z. B. der Dattelpalme, der Gräser und Hülsenfrüchte in Ägypten).

Oft begegnet man Versuchen, die südliche Grenze des kultivierten Weizens in Abhängigkeit vom Klima zu bestimmen, allein es ist bekannt, daß er auch z. B. auf dem Plateau von Dekan in Indien sich findet, wo die mittlere Jahrestemperatur 25° und die des kältesten Monats 23° beträgt.

Möglicherweise muß man den Schluß ziehen, daß es leichter ist, die untere Temperaturgrenze, welche für eine bestimmte Pflanze geeignet ist, zu bestimmen, als die obere.

Ich gebe noch einige Beispiele zur Erläuterung des Einflusses, den verschiedene Bedingungen, außer dem Klima, auf die Verbreitung der Kulturgewächse haben. In dem obengenannten Buch macht Gasparin eine Berechnung, wie billig die Herstellung von Olivenöl bei günstigem Klima und rationeller Bearbeitung ist und zieht den Schluß, daß die Kultur des Ölbaumes in dem Rhonethale, wo er alle 15—20 Jahre erfriert, nur infolge dessen möglich ist, daß im wahren Klima des Ölbaumes, d. h. in Süditalien, Spanien, Nordafrika, Griechenland und auf den Inseln des Mittelländischen Meeres, er wenig oder nicht rationell genug kultiviert wird. Mit der Zeit werden diese Länder sich entwickeln und dann wird die Grenze des Ölbaumes nach Süden zurückweichen, da es nicht vorteilhaft sein wird, die Kultur desselben unter so ungünstigen Bedingungen fortzusetzen. Wenn dieses im XX. Jahrhundert geschieht, so wird man vielleicht behaupten, daß im XIX. das Klima wärmer war, da der Ölbaum dort kultiviert wurde, wo er schon im XX. Jahrhundert nicht mehr vorkommt.

Der Anbau der Kulturpflanzen bis zur klimatischen Grenze hängt eben von ökonomischen Bedingungen ab und vermindert sich bei Veränderung derselben. Eines der neueren Beispiele dieser Art gab Großbritannien. Unter dem Einfluß der Getreidezölle dehnte sich die Kultur der Kernfrüchte sehr weit aus und in Schottland z. B. verbreitete sich der Weizen sicher bis zu seiner klimatischen Grenze. Aber nach Aufhebung der Getreidezölle verringerte sich der Anbau des Weizens bedeutend und an seiner Stelle begann man mehr Klee und Wurzelgewächse zu bauen, für die das feuchte Klima Großbritanniens sehr günstig ist. Dieser Wechsel vollzog sich am Ausgang der vierziger Jahre, für diese Zeit sind genügend genaue Beobachtungen vorhanden und wir wissen mit Bestimmtheit, daß in dieser Zeit das Klima Großbritanniens sich nicht geändert hat. Folglich entstand die bedeutende Veränderung im Anbau der Kulturpflanzen nicht durch klimatische, sondern durch ökonomische Ursachen. Hätte sich eine ähnliche Veränderung im Mittelalter vollzogen, so hätten sich auch Liebhaber gefunden, die sie dem Klima zuschrieben.

Als man im XVII. Jahrhundert in Westindien und später auch in anderen tropischen Kolonien der Europäer den Kaffeebaum

(Coffea arabica) anzubauen begann, so pflanzte man ihn anfangs an den Ufern des Meeres oder in geringen Höhen über dem Meere, wobei man ihn durch andere Bäume vor der allzu großen Hitze schützte. In der Folge zeigte es sich, daß es besser sei, diesen Baum auf Höhen von 500 bis 1500 m über dem Meere zu kultivieren, wo er keine Beschattung fordert und folglich seine Kultur einfacher und vorteilhafter ist. Ein großer Teil der Kaffeeplantagen auf niedrigen Flächen ging aus. Jetzt führt man eine andere Kaffeebaumart (Coffea liberica) ein, die auf geringen Höhen keinen Schatten braucht, so daß sich die Kaffeeplantagen wieder nach unten ausbreiten. Wenn man in der Folge darüber urteilen wird, warum eine solche Veränderung vor sich gegangen ist, wird man, falls man die wirklichen Ursachen zur Veränderung der Kaffeebaumkultur nicht in Betracht zieht, wohl zu dem Schluß gelangen, daß er im XVIII. und zu Beginn des XIX. Jahrhunderts nicht hoch über dem Meere angebaut werden konnte, das Klima sich aber später veränderte und wärmer wurde, so daß man genötigt war, die Kaffeeplantagen auf die Berge zu versetzen, aber um das Jahr 1880 kühlten sich die tropischen Länder wieder ab und die Kaffeeplantagen rückten nach unten. Zum Schluß bemerke ich folgendes: die Kulturgewächse, die sich in solcher Abhängigkeit vom Menschen befinden, können uns ein wertvolles Material zur Beurteilung des klimatischen Einflusses auf die Gewächse liefern und umgekehrt kann man aus der Verbreitung der Kulturpflanzen auf das Klima schließen, in welchem sie wachsen. Allein hier ist große Vorsicht nötig und unbedingt erforderlich, seine Aufmerksamkeit auf wirtschaftliche und ökonomische Bedingungen zu richten, weil solche Pflanzen durch den Menschen für seine Bedürfnisse angebaut werden und ihr Verbreitungsgebiet vollkommen von dem Maße und der Art der Befriedigung dieser Bedürfnisse abhängt. Viele Fehler in der Beurteilung dieses Gegenstandes entstanden namentlich dadurch, daß die Naturforscher oft zu wenig mit den wirtschaftlichen Bedingungen bekannt sind, von denen die Verbreitung der Kulturpflanzen abhängt; indem sie die ihnen bekannten Thatsachen prüften, gingen sie oft von falschen Voraussetzungen aus, wie etwa von der, daß diese Pflanzen überhaupt bis zur äußersten, klimatischen Grenze kultiviert werden. Die Spezialisierung der

Wissenschaften ging hier etwas zu weit und führte zu vielen Fehlern.

In diesem Kapitel mußte ich vor allem auf Vorsicht bei der Erklärung einiger Zeugnisse der Geschichte und Palaeontologie bestehen. Bezüglich der letzteren bemerke ich, daß man in letzter Zeit bei der hier zu betrachtenden Frage einen großen Schritt vorwärts bemerkt. Viele hervorragende Gelehrte begnügen sich schon nicht mehr mit den früheren breiten, aber nicht gründlichen Verallgemeinerungen. Ich verweise darauf, daß das Mammut jetzt schon von allen als ein an ein ziemlich kaltes Klima gewöhntes Tier anerkannt wird, aber lange hielt man sein früheres Vorkommen in Sibirien für einen unumstößlichen Beweis, daß zu der Zeit Sibirien ein tropisches Klima hatte. Dann verweise ich darauf, daß die Existenz von Gletscherbildungen schon nicht mehr für ein Zeugnis eines außerordentlich kalten Klimas gehalten wird; die heutigen Gelehrten sind geneigt, zuzugeben, daß zur Zeit der größten Ausdehnung der Gletscher in Europa in geringer Entfernung von ihnen eine reiche Flora existieren konnte. Und in der That hat man nicht wenig Überreste einer Flora gefunden, die aller Wahrscheinlichkeit nach gleichzeitig mit den alpinen Gletschern vorkommt. Noch vor nicht sehr langer Zeit haben einige Gelehrte, indem sie irgend etwas dem Ähnliches fanden, sich bemüht, zu beweisen, daß eine solche Flora vor oder nach den Gletschern existiert hat, d. h. sie fanden in ihr den deutlichsten Beweis für warme interglaciale Perioden.

Wie bekannt ist die Existenz interglacialer Perioden eine Lieblingshypothese vieler Geologen Großbritanniens, wobei sie annehmen, daß das Klima dieser Perioden um soviel wärmer als das jetzige war, um wieviel es in der Glacialperiode kälter war. Alsdann verdient noch das Buch von Wallace, „Island life“ als ein in dieser Richtung sehr erfreuliches Zeichen erwähnt zu werden. Indem er die Verbreitung der Flora und Fauna der ozeanischen Inseln untersuchte, die Abstammung derselben festzustellen suchte, gelangte der berühmte Gelehrte dazu, sehr weitverzweigte und verwickelte Fragen, unter anderen auch klimatische, zu behandeln. Seine großen Kenntnisse und Fähigkeiten geben ihm die Möglichkeit, diese Fragen so zu behandeln, daß es auch dem Spezialisten

ſelten möglich iſt, mit ihm nicht einer Meinung zu ſein, oder wenigſtens ſeine Hypotheſen nicht ſehr wahrſcheinlich zu finden

Die beſten Vertreter der Palaeontologie befinden ſich ſchon auf dem rechten Wege und es iſt zu hoffen, daß ſie uns auch in Zukunft ein wertvolles Material über die Klimate früherer Perioden geben werden und nicht unbegründete Hypotheſen, wie es bisher allzu häufig geſchah.

Kapitel 13.

Einfluß der Vegetation, besonders der Wälder auf das Klima.

Die Vegetation hat einen bemerkbaren Einfluß auf die Wärme und die Feuchtigkeit der Luft in ihrer Umgebung; die Beschattung des Bodens, die Vergrößerung der wärmeausstrahlenden Oberfläche, die Verdunstung der Pflanzen, endlich das mechanische Hindernis der Luftbewegung — das sind die Hauptbedingungen, von denen dieser Einfluß abhängt. Die Art und Weise und die Stärke dieser Einflüsse sind außerordentlich mannigfaltig, je nach der Eigenart der Pflanzen, der Dichtigkeit der Belaubung, nach ihren Vegetationsperioden u. s. w. Aber im allgemeinen verdienen die hochstämmigen, vieljährigen Pflanzen — die Bäume am meisten unsere Aufmerksamkeit, besonders wenn sie gesellig wachsen, mit anderen Worten, Wälder bilden. Es ist klar, daß je ausgedehnter die Fläche der Wälder an einer bestimmten Örtlichkeit ist, desto größer ihr Einfluß auf das Klima ist und sich um so weiter erstreckt. Der Einfluß der Wälder auf das Klima ist, man kann es wohl sagen, ein viel umstrittenes Thema.*) Viele Thatsachen zogen sogar die Aufmerksamkeit der Ungebildeten auf sich. Aber manche gingen in dieser Frage zu weit, wollten den Wäldern einen zu großen Einfluß einräumen und brachten als Beweise un-

*) Vor kurzer Zeit erschien in russischer Sprache das Buch von Weinberg „Der Wald, seine Bedeutung in der Natur und die Mittel zu seiner Erhaltung", in dem man ein reiches Material für diese Frage finden kann.

wichtige oder schlecht verstandene Thatsachen, so daß, wie es häufig geschieht, eine Reaktion eintrat, die ihrerseits wieder ins Extreme umschlug. Es ist verständlich, daß in einer Frage, über die so viele geschrieben haben, die größte Vorsicht in der Zusammenstellung der Thatsachen und der aus ihnen gezogenen Schlüsse erforderlich ist.

Ich beginne mit den niedrigen Graspflanzen. Schon a priori ist es klar, daß sie die Temperatur der sie umgebenden Luft um einiges verringern müssen, wenigstens zur Zeit der Vegetationsperiode, weil 1) eine Dissoziation der Kohlensäure der Luft durch die Blätter erfolgt, wodurch Wärme gebunden wird; 2) die Blätter Feuchtigkeit ausdünsten; also die Wärme der Sonnenstrahlen auf die Verdunstung verbraucht wird und die Pflanze sich lange nicht um so viel erwärmen kann, als z. B. der Felsen oder der Boden ohne Pflanzen; 3) ebenso kann auch infolge der Beschattung der Boden unter der Pflanze nicht stark erwärmt werden; 4) vergrößert sich die Oberfläche, die in der Nacht Wärme ausstrahlt, bedeutend im Vergleich zu derjenigen des nackten Bodens, welche auf den mit Pflanzen bedeckten Stellen Wärme ausstrahlt. Dieser Verlust an Wärme ist um so größer bei sonst gleichen Bedingungen, je trockner und wärmer die Luft, je klarer in der Nacht der Himmel, da bei klarem Himmel die Ausstrahlung zunimmt und je üppiger die Vegetation ist. Daher dunsten die Felder mehr Wasser aus, als die wilde Grasvegetation, weil die Bearbeitung und die Düngung des Bodens günstigere Bedingungen für die Vegetation gewähren. Die Wüsten bieten das entgegengesetzte Extrem dar: es ist hinreichend bekannt, wie stark sie sich in der warmen Jahreszeit erwärmen. Bezüglich der Verdunstung von Graspflanzen und Hülsenfrüchten im Vergleich mit der aufgelockerten Erde ohne Pflanzen (schwarze Brache) und des Einflusses der Bodenbeschattung, giebt es Resultate aus vielen Versuchen.*) Unter anderem zeigte es sich, daß die Pflanzen zur Erzeugung eines Pfundes Trockensubstanz von 233 Pfund (Mais) bis 910 Pfund (Raps) Wasser verdunsten.

Wenn man eine Quantität von 7500 kg Trockensubstanz pro Hektar annimmt — eine bei guter Bearbeitung vollkommen

*) Über diesen Gegenstand giebt es ein empfehlenswertes Buch: Wollny, Einfluß der Pflanzendecke und Beschattung auf Luft und Boden.

erreichbare Quantität — und die Verdunstung des Wassers nur 500 mal größer ansetzt, so werden in der Wachstumsperiode 3750000 Pfund Wasser von jedem Hektar verdunstet.

Interessant ist in dieser Hinsicht die Arbeit von Ney*), der zu folgenden Zahlen kommt: Eine Wiese verdunstet in Süddeutschland etwa $52._1$ cbm*) pro Hektar und Tag der Vegetationszeit und, diese zu 180 Tagen angenommen, im Jahre 9378 cbm pro Hektar, ein Roggenfeld $22._6$ cbm pro Tag, und die Vegetationszeit, exklusive die Zeit der Fruchtreife, zu 100 Tagen angenommen, 2260 cbm pro Jahr und Hektar; also werden durch die Verdunstung bei der Vegetation

eines Hektar Wiese 5027 } Kalorien
eines Hektar Roggenfeld 1211 }

gebunden, d. h. genügend viel, um 14550 bez. 3506 Millionen cbm Luft um einen Grad abzukühlen.

Er äußert sich dann weiter, der Wärmeverbrauch sei am energischsten während der 20 Tage, die auf den 24. April folgen, denn „das ist die Zeit, in welcher nicht allein der Wald wie mit einem Schlage den ganzen Laubschmuck anlegt und Wiesen und Getreidefelder in die Halme schießen, sondern in welcher die Blätter noch zart und ohne Wachshäutchen und daher zur energischster Wasserverdunstung am disponibelsten sind. Die Annahme, daß dann im Tage pro Hektar durchschnittlich $55._2$ cbm verdunstet und dafür $29^1/_2$ Millionen Kalorien pro Tag und Hektar verbraucht werden, ist vollkommen gerechtfertigt. Diese 20 Tage energischsten Wärmeverbrauches folgen aber auf eine Zeit, in welcher die Organe zur vegetativen Wasserverdunstung fast vollständig fehlen, in welcher diese selbst also gleich Null ist. Es ist deshalb kein Wunder, daß von dem Augenblicke an die Temperatur nicht mehr in dem Maße wie vorher mit der Länge der Tage zunimmt und daß gegen Schluß der Periode ein fühlbarer Rückgang stattfindet, welcher namentlich dann zu Frosterscheinungen führt, wenn während derselben nur schwache Winde wehen, so daß die abgekühlte Luft über dem Festlande verharrt. Er berechnet dann die Zunahme der Verdunstung in diesen Tagen über die vorhergehenden, wo fast nur der Boden verdunstete, zu $21^1/_2$ Millionen Kalorien pro

*) Zeitschr. f. Met. 1885, p. 445.
**) Kubikmeter.

Tag und Hektar, also zu 430 Millionen in 20 Tagen, und erklärt dadurch die Erscheinung der Nachtfröste zwischen dem 10.—13. Mai (die sog. Eisheiligen).

In Bezug auf den Einfluß der Wälder auf das Klima wurden die ersten systematischen Beobachtungen in Bayern gemacht. An mehreren Orten wurden Beobachtungen begonnen, inmitten ausgedehnter Wälder und außerhalb derselben, aber möglichst nahe, wobei man den meteorologischen Erscheinungen Aufmerksamkeit schenkte, die weniger veränderlich von Jahr zu Jahr sind und in nahen Abständen weniger verschieden ausfallen, als die Quantität des herabfallenden Wassers, nämlich der Temperatur und Feuchtigkeit der Luft, der Verdunstung, der Bodentemperatur und dem Einsickern des Wassers in denselben.

Weiter unten gebe ich einige Resultate aus den Beobachtungen der Forststationen in verschiedenen Ländern Europas. Sie sind folgenden Veröffentlichungen entlehnt: für Bayern dem Buch von Ebermayer, die physikalische Einwirkung des Waldes auf Luft und Boden. Berlin 1873. Für Preußen und Elsaß: dem Jahresbericht der forstlich-meteorologischen Stationen in Preußen und den Reichslanden, für 1875 und 1876. Für Frankreich: den Berichten der Forststation bei Nancy, die in verschiedenen Werken abgedruckt sind, unter anderen im Atlas météorologique de l'Observatoire de Paris. Für Italien: den Supplementen des offiziellen Organes Meteorologia Italiana.*)

Es muß erwähnt werden, daß sich überall die Stationen in- und außerhalb des Waldes sehr nahe bei einander befinden, nicht weiter als ein Kilometer von einander entfernt.

Weiter unten gebe ich einige Zahlen, wobei ich je 3 Monate zusammenfasse, in derselben Weise wie im Kap. 8.

Die Unterschiede der Lufttemperatur außerhalb und innerhalb des Waldes (+ wenn es im Walde wärmer, — wenn es kälter ist).

t = mittlere Temperatur.
tmax. = Mittel der täglichen Maxima.
tmin. = Mittel der täglichen Minima

*) Es giebt auch Beobachtungen einer Forststation im südlichen Rußland; leider sind sogar Mittelwerte nirgends abgedruckt.

	Februar—April.			Mai—Juli.			Auguſt—Oktober.			November—Januar.			Jahr.		
	t max.	t min.	t	t max.	t min.	t	t max.	t min.	t	t max.	t min.	t	t max.	t min.	t
Mittelitalien*)	—	—	—	−4.1	+1.6	−1.2	−3.6	+1.1	−1.3	—	—	—	—	—	—
Oſtfrankreich**)	−0.8	+0.8	0	−3.2	+1.2	−1.0	−2.6	+1.3	−0.6	−0.9	+0.6	−0.1	−1.9	+1.0	−0.4
Berge des Elſaß***)	−1.1	+1.9	+0.4	−2.5	+1.9	−0.3	−1.9	+2.4	−0.2	+0.9	+1.7	+1.3	−1.2	+2.0	+0.4
Bayern†)	−0.5	+0.2	−0.3	−2.2	+1.1	−0.9	−3.2	+1.6	−0.8	0	+1.2	+0.6	−1.5	+1.0	−0.3
Oſtpreußen††)	−0.7	+0.1	−0.3	−1.4	+0.5	−0.4	−1.6	+0.2	−0.7	−0.3	−0.2	−0.2	−1.0	+0.2	−0.4

*) Station Valombroſa in Toskana.
**) Station Belle-Fontaine bei Nancy.
***) Station Melkerei in den Vogeſen.
†) Stationen Seeshaupt und Rohrbrunn.
††) Stationen Fritzen und Kurwien.

Aus dieser Tabelle ist ersichtlich, welchen mäßigenden Einfluß die Wälder haben. In ihnen ist im allgemeinen die höchste Temperatur niedriger, die geringste höher als außerhalb des Waldes. Außerdem erniedrigen sie überhaupt die Temperatur des Sommers, aber im Winter wirken sie umgekehrt. Alsdann ist es besonders bemerkenswert, um wieviel ihr Einfluß bemerkbarer ist im Sommer in Mittelitalien, als in Klimaten mit kühlerem und regnerischem Sommer (besonders in Ostpreußen).

Ich gehe jetzt zur Bodentemperatur auf der Oberfläche und in der Tiefe von 0.9 m (in Bayern 3 Pariser Fuß) über, die Zeichen haben dieselbe Bedeutung, wie für die Lufttemperatur.

Temperaturunterschiede des Bodens im Walde und außerhalb desselben.

	Februar—April.		Mai—Juni.		August—Oktober.		November—Januar.		Im ganzen Jahr.	
	Oberfläche.	0.9 M.	Oberfläche.	0.9 M.	Oberfläche.	0.9 M.	Oberfläche.	0.9 M.	Oberfläche.	0.9 M.
Berge d. Elsaß *)	−1.0	+0.5	−7.8	−2.8	−5.7	−3.2	+0.3	−0.7	−3.5	−1.5
Bayern *)	−1.8	−0.8	−4.5	−3.9	−2.6	−3.0	0	−0.1	−2.2	−2.9
Ebenaselbst**)	−1.3	−0.6	−4.6	−4.1	−2.6	−3.0	+0.3	−0.1	−2.1	−2.0
Ostpreußen *)	−1.3	0	−4.4	−3.6	−2.3	−2.2	+1.3	+0.9	−1.6	−1.9

*) Dieselben Stationen, wie bei der Lufttemperatur.

**) Dieselben mit den Stationen Dutschberg, Johanneskreuz, Ebrach und Altenfurth.

Hier sind, wie man sieht, die Unterschiede größer, als für die Lufttemperatur. Dieses ist begreiflich: die Lufttemperatur gleicht sich in so nahen Abständen durch die Luftströmungen teilweise aus. Außerdem erwärmt sich die Oberfläche des Bodens direkt und stark durch die Sonnenstrahlen, die Luft jedoch sehr wenig, denn sie empfängt die Wärme hauptsächlich von der Oberfläche des Bodens. Daher muß im Sommer ein großer Unterschied sein zwischen dem Walde, wo der Boden, wenn auch nur zum Teil, vor den direkten Sonnenstrahlen durch die Bäume geschützt ist und außerhalb des Waldes, wo ein solcher Schutz nicht vorhanden ist. Der Unterschied wird nicht durch die Oberfläche des Bodens begrenzt, sondern dringt weit in die Tiefe ein. Im Winter ist ein solcher Unterschied zwischen der Bodentemperatur auf dem Felde und im Walde nicht vorhanden, ja im letzteren ist es sogar ein wenig wärmer. Deswegen sind die Temperaturschwankungen des Bodens viel geringer im Walde, als auf dem Felde. Noch muß bemerkt werden, daß in Ostpreußen, in einem Lande mit kaltem Winter, wo während mehrerer Monate Schnee liegt, die Bodentemperatur im Winter viel höher im Walde ist, als auf dem Felde; im Januar beträgt der Unterschied sogar mehr als 2 °. Dieses hängt davon ab, daß im Walde der Schnee gleichmäßiger lagert und den Boden vor Abkühlung schützt.

Der größte Unterschied im Sommer wurde auf der Station „Melkerei" (in den Bergen des Elsaß) bemerkt. Hier ist die Neigung 17° nach Südosten; dieses bewirkt zusammen mit der Höhe eine starke Erwärmung der Bodenoberfläche durch die Sonnenstrahlen, daher ist es begreiflich, daß hier im Walde der Boden im Sommer relativ viel kälter sein muß.

Der mäßigende Einfluß des Waldes auf die Temperatur der Bodenoberfläche zeigt sich noch deutlicher, wenn man die höchste und die niedrigste Temperatur im Laufe eines Jahres vergleicht.

	Außerhalb des Waldes.		Im Walde.	
	Maxim.	Minim.	Maxim.	Minim.
Bayern (6 Stat.)	28.9	—10.6	21.8	—7.7
Berge des Elsaß	30.0	— 5.0	17.4	—3.6
Ostpreußen (2 Stat.)	27.6	—14.2	18.1	—8.6

So war also die Temperaturschwankung auf der Oberfläche des Bodens:

	Außerhalb des Waldes.	Im Walde.
Bayern	39.5	29.5
Berge des Elsaß	35.0	21.0
Ostpreußen	41.8	26.7

Auf die Feuchtigkeit der Luft haben die Wälder gleichfalls einen Einfluß, besonders im Sommer. Sie betrug in Prozenten der Dampfsättigung:

	Februar—April.		Mai—Juni		August—Oktbr.		Novbr.—Januar.		Im ganz. Jahr.	
	Außerhalb des Waldes.	Im Walde.	Außerhalb des Waldes.	Im Walde.	Außerhalb des Waldes.	Im Walde.	Außerhalb des Waldes.	Im Walde.	Außerhalb des Waldes.	Im Walde.
Berge des Elsaß*)	80	85	68	75	78	84	85	89	77	84
Bayern**)	80	84	70	80	78	85	87	90	79	85
Ostpreußen***)	84	85	64	68	76	81	90	92	78	82

Der Wald vergrößert die Feuchtigkeit der Luft besonders in den trocknen Monaten: Mai, Juni, Juli; am allergeringsten ist sein Einfluß in den Wintermonaten, wenn in Mitteleuropa die Luft auch ohnedies sehr feucht ist. Bemerkenswert sind die Verhältnisse in Ostpreußen, wo im Vorfrühling fast kein Unterschied in der Feuchtigkeit im Walde und außerhalb desselben vorhanden ist. Dieses muß man der Schneeschmelze zuschreiben, die bis Ende April viel Feuchtigkeit erzeugt. Noch größer ist der Einfluß der Wälder auf die Verdunstung von Wasser. Von April bis Oktober in cm:

*) Melkerei.
**) 6 Stationen (siehe oben).
***) Fritzen und Kurwien

	Außerhalb des Waldes.	Im Walde.	Verhältnis.
Ostfrankreich	$41._2$	$13._9$	$3._{12} : 1$
Berge des Elsaß	$33._5$	$15._9$	$2._{11} : 1$
Bayern (6 Stat.)	$37._7$	$15._8$	$2._{39} : 1$
Brandenburg	$39._9$	$16._3$	$2._{45} : 1$
Schlesien	$26._7$	$10._6$	$2._{50} : 1$
Ostpreußen	$25._2$	$12._0$	$2._{10} : 1$

Also verdunstet in den 7 wärmeren Monaten wenigstens doppelt so viel Wasser außerhalb des Waldes, als im Walde.

In Bayern wurde auch die Verdunstung eines mit Wasser gesättigten Bodens beobachtet.

April bis Oktober.

Außerhalb des Waldes.	Im Walde. Ohne Streu.	Mit Streu.
$40._8$.	$15._9$.	$6._3$.

Also verdunstet der Boden im Felde $6^1/_2$ Mal mehr, als im Walde, wenn die Streudecke nicht entfernt wird.

Der Einfluß des Waldes auf die Verminderung der Verdunstung ist so enorm groß, daß er unmöglich allein von der niedrigeren Temperatur und größeren relativen Feuchtigkeit im Walde abhängen kann. Hier kommt besonders die Abschwächung der Winde in Betracht und zwar ist sie allein wichtiger als alle anderen Ursachen zusammen. Daß ein solcher Schutz im Walde existiert, ist allbekannt, und zwar ist er desto größer, je ausgedehnter und dichter der Wald. Leider fehlt es jetzt noch an vergleichbaren Beobachtungen, aber dieselben könnten leicht mittels Robinsonscher Anemometer gemacht werden. Dieser Schutz ist natürlich am wirksamsten unterhalb der Höhe der Baumkronen, aber aus der Viskosität der Luft folgt, daß er in geringerem Maße sich auch auf höhere Luftschichten ausdehnt.

Ich habe bis jetzt meteorologische Elemente besprochen, bei

welchen sich ein Einfluß der Wälder schon bei kurzen Beobachtungen sicher ermitteln läßt. Anders ist es mit den Niederschlägen und zwar deshalb, weil diese ein örtlich und zeitlich so veränderliches Element sind.

Eine 7jährige Beobachtungsreihe in der Umgegend von Nancy wirft einiges Licht auf diesen Gegenstand; die Lage der 3 Stationen ist folgende: Cinq-Tranchées (A), 8 km W. von Nancy, inmitten der großen Wälder von La Haye; Plateau des unteren Oolith; Höhe über dem M.-N. 380 m, Regenmesser in einer Waldlichtung. Belle-Fontaine (B), 6 km N.W. von Nancy, Thal am Rande der Wälder; 240 m über dem M.-N. Amance (C), 10 km N.E. von Nancy, inmitten von Feldern, 380 m über dem M.-N.

Hier ist also die Höhe der Stationen A und C dieselbe; da die Umgegend von Nancy nicht gebirgig, sondern nur hügelig ist, so sind sehr bedeutende Unterschiede in der Regenmenge, welche von Lokalverhältnissen abhängen, hier ausgeschlossen.

Regenhöhe in Millimetern.

	A.	B.	C.
Februar — April	159	162	149
Mai — Juli	189	171	166
August — Oktober	207	172	157
November — Januar	212	188	177
Jahr	767	693	649

Von den 84 Monaten gaben 63 eine größere Menge in A, als in C, 2 eine gleiche, 19 mehr in C.

3 Monate, Juli 1872 und Juli und August 1875, waren durch lokale Platzregen ausgezeichnet, und gaben sehr verschiedene Mengen in A und C; werden sie ausgeschlossen, so erhalten wir für das Jahr: A 751, C 648, also in der Waldlichtung über 15% mehr als im Felde, jedoch ist der Unterschied nicht gleich in den verschiedenen Jahreszeiten und zwar am kleinsten im Vorfrühlinge, denn zu dieser Jahreszeit ist nicht nur die mögliche,

sondern auch die wirkliche Verdunstung*) größer von einer Feld-, als von einer Waldfläche. Gegen die Mitte des Sommers trocknet der Boden der Felder mehr und mehr ein, auch die vegetative Thätigkeit bringt weniger Verdunstung, denn die Gramineen, Leguminosen ꝛc. reifen und welken, während die Blätter der Waldbäume grün bleiben und immer noch viel Wasser verdunsten, daher denn in dieser Jahreszeit ein größerer Überschuß des im Walde fallenden Regens. Er wird noch größer im Spätherbst und zu Anfang des Winters. Es würde auf den ersten Blick scheinen, daß gerade zu dieser Jahreszeit der Unterschied klein sein sollte, denn auch im Felde ist dann die Luft sehr feucht. Aber man bedenke, daß 1) im Winter die Wolken niedrig ziehen, oft ganz nahe am Boden (Nebel, Stratus) und daß daher der Widerstand des Waldes stärker auf die Wolkenschicht wirkt. Der feuchte Luftstrom steigt ein wenig infolge des Hindernisses und dies ist oft genügend, um einen Niederschlag hervorzurufen; 2) sind im Winter feuchte Luftströme und Niederschläge langandauernd, daher die bedeutende Wirkung solcher Umstände.

Diese Beobachtungen scheinen mir zu beweisen, daß wirklich ein Einfluß der Wälder auf Vermehrung der Niederschläge existiert. Wer daran zweifelt, mag den Beweis erbringen durch Resultate von Beobachtungen, die ebenso vergleichbar sind, als die hier angeführten, bei welchen ferner die Beeinflussung durch andere Lokalverhältnisse ebenso unbedeutend ist. Außer den Niederschlägen (Regen, Schnee, Hagel) ist der Einfluß der Wälder auf Tau und Reif zu betrachten. In feuchten tropischen Gegenden verdichten die Baumblätter so viel Tau, daß er in großen Tropfen zu Boden fällt. In unseren Gegenden verdichten die Nadelwälder viel Reif beim Durchgange von feuchten Winden; derselbe fällt dann zu Boden, die Schneemenge vergrößernd. Wo Mitteltemperaturen unter 0° lange andauern, wie in Osteuropa, Sibirien ꝛc., ist wahrscheinlich die so kondensierte Menge erheblich.

Bis jetzt habe ich ganz nahe gelegene Orte im Walde und außerhalb desselben verglichen, jetzt aber will ich größere bewaldete und unbewaldete Regionen vergleichen und zwar bemerke ich, daß alle weiterhin angegebenen Beobachtungen in Waldregionen, welche in

*) Siehe Kap. 12.

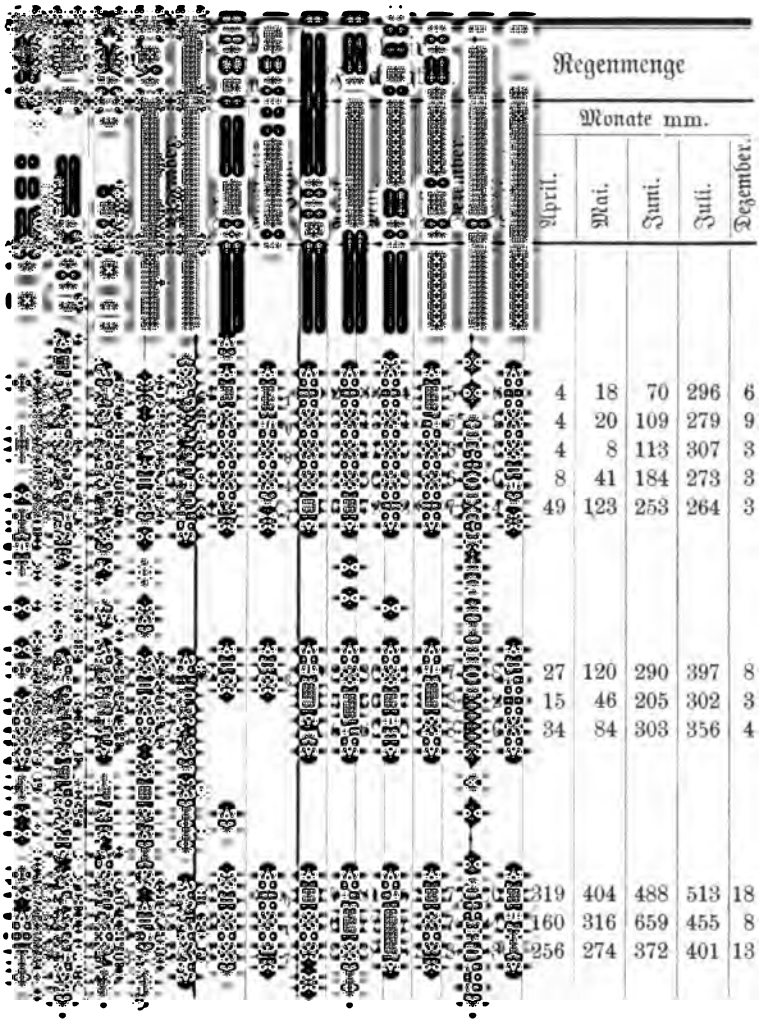
der Nähe waldloser Gebiete gelegen sind, gemacht wurden. Die beste Gelegenheit bietet das nördliche Indien, wo sich in der Ebene dicht bewaldete Regionen (Assam, Sylhet, Cachar) und fast oder ganz waldlose (der größere Teil von Bengal, der Nordwestprovinzen und Audh) finden und die Beobachtungen sehr gut organisiert sind.

Ich bemerke noch, daß im nördlichen Indien die Monate April—Juni die heiße Jahreszeit genannt werden; vom Juli, südlicher schon vom Juni an, wird die Hitze durch ergiebige Regen gemildert. Natürlich mildert die Nähe des Meeres die Hitze und Trockenheit in erheblichem Maße.

In der nachfolgenden Tabelle sind drei Regionen unterschieden. In der ersten fehlt Wald und ist schon im März nahezu die ganze Vegetation verbrannt, ganz kleine Strecken ausgenommen, wo dieselbe durch künstliche Bewässerung erhalten wird. Die dritte ist die Waldregion am mittleren Laufe des Brahmaputra und seiner südlichen Zuflüsse, wo der größte Teil des Bodens mit den dichtesten Wäldern bedeckt ist und namentlich in Ober-Assam (Sibsagar) die Lichtungen sozusagen Oasen im Waldmeere gleichen. Dazwischen habe ich eine Übergangsregion angenommen, einerseits die sogenannte Sanderbands im Gangesdelta (Saugor), andererseits die Ebenen Bengalens nördlich vom Ganges (Darbhanga, Parnija), wo, wenn nicht ausgedehnte Wälder, so doch schon Gehölze, namentlich von Bambus häufig sind. Die nachfolgende Tabelle führt die Verhältnisse so klar vor Augen, daß sie nur weniger Erläuterungen bedarf.

Es ist zu ersehen, daß im waldlosen Gebiete die Temperatur der Monate Mai und Juni desto niedriger wird, je näher es dem Meere liegt, und die höchste Temperatur desto früher eintritt, so daß hier schon im Juni die Temperatur erheblich sinkt, weiter nach dem Inneren erst im Juli, hier und dort mit dem Anfange ergiebigerer Regen. Anders ist es im Waldgebiete, wo die Temperatur bis zum Juli ununterbrochen steigt und die heiß-trockene Zeit ganz wegfällt, so daß im April und Mai die Temperatur nach dem Inneren hin niedriger wird. Im Mai ist im nördlichen Indien, in der Ebene, unter 27° N. Br. ein Unterschied der Mitteltemperatur von 7°; um soviel ist das Waldgebiet von Ober-Assam kühler als die waldlose Gegend der Nordwestprovinzen und zwar bei derselben Entfernung vom Meere. Ähnliches kommt, soviel wir

N. Br. Grad.	Höhe üb. d. M.-N. in m	Entfernung vom Meere in km		Mittlere Jahr.	April.	Mai.
			Waldloses Gebiet.			
27	169	1092	Agra	26.0	31.1	34.3
27	113	857	Lacknau	25.8	30.8	33.2
25½	94	696	Allahabad	25.4	30.9	33.4
25½	56	487	Patna	25.5	30.4	31.4
24	20	259	Berhampur	25.5	29.6	29.4
			Übergangsgebiet.			
21½	8	a. M.	Saugor Insel	25.9	27.8	29.6
26	50	542	Darbhanga	24.9	28.7	29.3
26	38	456	Parnija	24.8	28.9	28.6
			Waldgebiet.			
25	32	291	Silchar	24.3	25.6	26.4
26	117	401	Goalpara	24.2	25.3	25.8
27	101	586	Sibsagar	23.0	23.3	25.6



Regenmenge Monate mm.				
April.	Mai.	Juni.	Juli.	Dezember.
4	18	70	296	6
4	20	109	279	9
4	8	113	307	3
8	41	184	273	3
49	123	253	264	3
27	120	290	397	8
15	46	205	302	3
34	84	303	356	4
319	404	488	513	18
160	316	659	455	8
256	274	372	401	13

wissen, anderswo nicht vor. Beim Vergleich von Sibsagar mit der Saugor-Insel ist zu ersehen, daß selbst die Nähe des Meeres die Temperatur weniger mildert, als die dichten Wälder von Ober-Assam. Die Übergangs-Region nimmt eine mittlere Stellung ein. In Parnija und Darbhanga, bei fast gleicher Entfernung vom Meere wie Patna, ist die Temperatur im Mai und Juni etwa um 2° niedriger, im Juli nahezu die gleiche.

Noch mehr werden die höchsten Temperaturen durch die Wälder gemildert. Bei diesen beträgt der Unterschied der waldigen und waldlosen Orte, bei Entfernungen von 500—600 km vom Meere bis zu 10°. Die waldigen Orte haben Jahresmaxima, welche von denen mittlerer Breite viel weniger differieren, als von denen der waldlosen Region von Nordindien; so z. B. ist das mittlere Jahresmaximum in Moskau 31.4^0, Kursk 32.6^0, Ssamara 34.5^0, Lugan 35.5^0, Kischinew 35.8^0, Jakutsk 33.0^0. Die absoluten Maxima steigen in der Waldregion von Ober-Assam nicht über 39°, eine Temperatur, welche im europäischen Rußland, Deutschland, Frankreich ꝛc. schon oft vorgekommen ist.

Es kam dieſe Temperatur aber im Juli vor, d. h. schon außerhalb der heißen Zeit von Nordindien, in den Monaten April bis Juni aber nicht über 37.4^0. In Berhampur kam in diesen 7 Jahren ein absolutes Maximum von 44.3^0 vor, in Patna ein solches von 45.8^0, in Allahabad ein Maximum von 48.8^0.

In Ober-Assam hat der S.W. Monsun des Sommers zum Teil einen Föhncharakter, weil er über die Khassia- und Nagaberge kommt.

Die Feuchtigkeit der Luft ist sehr groß in der Waldregion, namentlich in Sibsagar, in den Monaten April und Mai 30 bis 40% größer als in der waldlosen. Diese große Feuchtigkeit in allen Monaten bewirkt teilweise den frühen Anfang der Regen in Assam, während in den N.W. Provinzen einige Zeit ohne Regen vergeht, nachdem die Winde schon vom Meere her wehen.

Der Einfluß der Wälder auf Temperatur und Feuchtigkeit ist klar: im Walde steigt mit der Temperatur die wirkliche Verdunstung und mildert die Temperatur; je heißer die Sonne brennt, je trockner der Wind, desto größer wird die Verdunstung, desto mehr wird dadurch Wärme in Arbeit umgesetzt. Durch den Schutz vor den Winden bleibt die Luft feucht.

Ich bin auf die Entgegnung gefaßt, daß die relativ niedrige Temperatur und große Feuchtigkeit vom April bis zum Juni in Assam durch andere Ursachen, als durch die dort vorhandenen Wälder erklärt wird. Teilweise ist es wirklich so, die heißesten und trockensten Teile Indiens liegen im Westen, aber jedenfalls würden wir viel höhere Temperaturen und eine viel kleinere Luftfeuchtigkeit dort haben, wenn die Wälder ausgerodet wären. Im großen und ganzen nimmt die Temperatur ab zwischen 20°—30° N. Br. vom Westen Indiens bis nach China und Tongking. Wo jedoch im Osten ausgedehnte unbewaldete Flächen sind, dort finden wir hohe Temperaturen von Mai bis Juli in einiger Entfernung vom Meere. So in Hanoï in Tongking unter 21° N. Br.*): Jahr 24.2^0, Mai 28.8^0, Juni 31.2^0, Juli 30.3^0.

Ähnliche Temperaturen wird es auch wohl in Assam geben, namentlich im Mai, wenn die Wälder nicht mehr da sind.

Südamerika bietet uns auch dicht bewaldete und waldlose Gegenden in großer Nähe und durch keine Gebirge getrennt, namentlich die Wälder am oberen Orinoko und die Steppen (Llanos) am linken Ufer des mittleren Orinoko; hier werden sich sicher enorme Differenzen der Temperatur finden, leider fehlen dort noch meteorologische Stationen. Hingegen können wir die Verhältnisse in den Waldgebieten des Amazonas und Madeira mit denjenigen am Meere vergleichen, wie folgende Tabelle zeigt (alle Orte liegen unter 200 m über dem M.-N.):

	S. Br.	Entfernung vom Atlant. Ozeane. km.	Mittlere Temperatur.		Absolutes Maximum.	Relative Feuchtigkeit.
	Grad.		Jahr.	Wärmster Monat		
Para	$1^1/_2$	100	27.0	27.7	—	—
Manaos	3	1150	26.1	27.0	35.7	80
Iquitos	$3^1/_2$	2100	24.8	25.7	32.4	87
Pernambuko	8	a. M.	25.7	37.1	31.7	72
St. Antonio am Madeira	9	1750	26.0	27.0	—	—

*) Zeitschr. f. Met. Bd. XIX, p. 189. Es wird ausdrücklich bemerkt, die Gegend sei waldlos und meistens mit Reisfeldern bedeckt.

**) 10 Monate, Oktober bis Juli.

In obiger Tabelle ist die Entfernung vom Atlantischen und nicht vom Stillen Ozeane angegeben, obgleich Iquitos letzterem näher liegt, aber die hohe Andenkette trennt sie. Iquitos liegt inmitten ganz besonders dichter Wälder, daher ist dort, obgleich in der Ebene, fern vom Meere und fast unter dem Äquator, nichts von der Hitze zu spüren, welche bei einer solchen Lage sonst zu erwarten wäre: der wärmste Monat hat nur $25._7^0$, das absolute Maximum ist nur $32._4^0$! Iquitos ist erheblich kühler als das dem Meere nahe Para, in dessen Nähe die Wälder bedeutend gelichtet sind. Auch die Regenmenge in Iquitos ist bemerkenswert: 284 cm im Jahre. Keine andere Station in der Ebene, so fern vom Meere nnd Gebirge, giebt auch nur annähernd so viel.

St. Antonio am Madeira ist etwas (aber doch nur sehr wenig) wärmer als Pernambuko am Meere, aber 1. ist an den Stromschnellen des Madeira viel anstehender Fels, der günstige Bedingungen für die Erwärmung der Luft bietet. 2. ist in Pernambuko der Passat ganz besonders heftig, was die Luft abkühlen muß. Sie ist aber hier am Meere viel trockener, als in den Waldgegenden des Innern.

Aus den oben gegebenen Tabellen geht hervor, daß in niederen Breiten ausgedehnte Wälder mit üppiger Vegetation einen erheblichen Einfluß auf das Klima haben, indem dadurch die Wärmeextreme abgestumpft und die Luft mit Wasserdampf bereichert wird. Die Mitteltemperatur des Jahres wird dadurch erniedrigt und zwar wahrscheinlich desto mehr, je niedriger die Breite ist.

Wie steht es mit den mittleren Breiten der nördlichen Halbkugel? Hier darf natürlich ein erheblicher abkühlender Einfluß der Wälder hauptsächlich im Sommer erwartet werden und zwar am meisten im Juli. In den folgenden Tabellen sind, wie für Indien und Südamerika, nur Temperaturen außerhalb des Waldes angegeben.

Ich nehme eine Abnahme der Temperatur von $0._5^0$ auf einen Breitegrad an und reduziere mittels dieses Betrages auf den betreffenden Breitegrad. Als Maß der Temperaturveränderung mit der Höhe nehme ich $0._7^0$ pro 100 m an, reduziere aber nicht auf das M.-N., sondern auf 200 m über dem M.-N., was den Betrag der Reduktion und die möglichen Fehler mindert.

Die Reihe ist von West nach Ost geordnet.

Mitteltemperatur des Juli auf 52° N. Br. und 200 m über dem M.-N. reduziert.

Valentia (Irland)	14.2	Orel und Kursk	19.8
Leipzig	17.0	Poljänki (Gouv. Saratow)	18.7
Warschau	18.2	Orenburg	20.6
Tschernigow	18.4	Akmollinsk	21.1

Die Temperatur ist, wie zu erwarten, am niedrigsten am Atlantischen Ozeane. Sie steigt um 4° bis Polen, aber weiter nach Ost ist keine Steigung mehr vorhanden, denn vom Bug bis über den Dnjepr sind ausgedehnte Wälder und Moräste. Dann zeigt sich in der Schwarzerde-Gegend Mittelrußlands mit ihren ausgedehnten Feldern (Orel, Kursk) eine viel höhere Temperatur, wieder eine niedrigere in den Wäldern an den Quellen des Sfura (Poljänki) und eine viel höhere in den Kirgisensteppen.

Mitteltemperatur des Juli, auf 50° N. Br. und 200 m über dem M.-N. reduziert.

Guernsey	15.3	Troppau	20.0
Brüssel	17.0	Arvavarallja (Karpathen)	17.9
Würzburg	20.0	Lwow (Lemberg)	18.6
Promenhof (N.-W.-Böhmen)	18.0	Kiew	19.0
Prag	20.0	Charkow	20.2
Hochwald	17.6	Sfemipalatinsk	22.6

Hier erfolgt wieder eine große Zunahme der Temperatur von den Kanalinseln bis zum Mainthale, dann aber wird sie mehrmals unterbrochen und ist kaum höher in Charkow, in dessen Umgegend noch Wälder sind. Die Temperatur sinkt um 2° und mehr unter die von Würzburg in den Wäldern im Westen und Osten von Böhmen und den ungarischen Karpathen, ja sie ist selbst erheblich niedriger in Lemberg und Kiew. Ausgedehnte Wälder finden sich freilich noch in der Nähe der letzteren Stadt. Ostwärts von Charkow steigt die Temperatur rasch, es finden sich dort keine ausgedehnten Wälder mehr.

Mitteltemperatur des Juli, auf 48° N. Br. und 200 m über dem M.-N. reduziert.

Breſt		16.8	Biſtritz (Siebenbürgen)		20.0
Verſailles		18.6	Czernowitz		20.5
Karlsruhe		19.2	Jekaterinoslaw		22.0
Wien		19.9	Lugan		22.5
Debreczin	Ungarn	21.5	Irgis (Kirgiſenſteppe)		24.2
Roſenau	Ungarn	20.5			

Die Temperatur ſteigt um faſt 5° vom Ozeane bis zu den Pußten Ungarns (Debreczin). Sie iſt niedriger im öſtlichen Ungarn und Siebenbürgen, wo noch viel Wald iſt, und auch in Czernowitz. Dieſer Ort, obgleich weit entfernt von allen Meeren, ganz nahe an den ſüdruſſiſchen Steppen und deren erwärmenden Einflüſſen ganz ausgeſetzt, hat doch eine relativ niedrige Juli-temperatur. Die umliegenden Buchenwälder erklären wohl dieſe Erſcheinung.*) Nach Oſten ſteigt die Temperatur wieder bedeutend.

Mitteltemperatur des Juli auf 46° N. Br. und 200 m über dem M.-N. reduziert.

La Rochelle		19.3	Orawicza	Berge von	19.7
Mailand		22.7	Pojana Ruska	S.E.-Ungarn	19.9
Trieſt		22.6			
Zaghrab (Agram)		21.7	Odeſſa		21.8
			Cherſſon		22.5
Szegedin	Ungar.	22.0	Aſtrachan		24.2
Arad	Pußten	22.8	Raïmsk und Kaſalinsk		24.5

In dieſer Breite bemerken wir die hohe Sommertemperatur von Trieſt, aber es iſt bekannt, wie kahl und verbrannt die Umgebungen der Stadt ſind. In Kroatien, fern vom Meere, wo aber Wälder auch in der Ebene ſind, iſt es kühler, wärmer wieder in den Pußten Ungarns, um 2° — 3° kühler in den ausgedehnten

*) Bukowina ſlav. Buchenland. Es iſt der letzte vorgeſchobene Poſten der Buchen nach Oſten, in der Ebene reſp. dem Hügellande.

Wäldern des südlichen Ungarn und des Banates, wo die Vegetation sehr üppig ist.

Mitteltemperatur des Juli, auf 42° N. Br. und 200 m über dem M.-N. reduziert.

Oporto	19.8	Kutaiß	22.8
Rom	24.0	Tiflis	26.0
Ragusa	23.6	Petroalexandrowsk,	
Poti	21.6	Amu-Darja.	

In Poti, inmitten der Wälder und Sümpfe Mingreliens, ist die Temperatur um 2° niedriger als am Gestade der Adria, in Dalmatien. Sie ist kühler selbst in Kutaiß, welches schon ziemlich weit im Inneren liegt, wo ferner die Wälder der nächsten Umgebung gelichtet sind.

Mitteltemperatur des Juli, auf 38° N. Br. und 200 m über dem M.-N. reduziert.

Lissabon	Portugal	21.4	Smyrna	25.5
Campo Major		24.6	Lenkoran	23.7
Palermo		24.7	Krasnowodsk	27.8
Athen		26.2		

In diesen Breiten ist die niedrige Temperatur von Lenkoran zu bemerken. Soweit im Inneren des Kontinentes sollte man einen wärmeren Sommer erwarten, um so mehr, weil die Bewölkung und Regenmenge dann klein sind. Aber in der Umgegend sind sehr ausgedehnte Wälder mit üppiger Vegetation. Nehmen wir die Temperaturen von Lenkoran und Poti, welche beide in der Nähe ausgedehnter Wälder gelegen sind, das erste am Kaspi, das zweite am Schwarzen Meere, und reduzieren die Temperatur auf 42° N. Br., aber nicht auf 200 m über dem M.-N., so erhalten wir $23.1°$, d. h. nur um $0.2°$ mehr als die Julitemperatur von Poti beträgt.

Ich muß noch die sehr bemerkenswerten Verhältnisse von Bosnien und der Herzegowina erwähnen. Hier sind mir nur die

Temperaturen der Jahreszeiten bekannt, so daß ich statt des Juli den Sommer nehmen muß.

Mitteltemperatur des Sommers, auf 44° N. Br. und 200 m über dem M.-N. reduziert.

Banjabella	Bosnien	21.3	Klissa	Herzegowina	23.8
Dolnja Tusla		20.1	Mostar		24.5
Trawnik		21.3	Knin	Dalmatien	23.1
Serajewo		20.7	Lissa		22.4

Also sind in dem dicht bewaldeten Bosnien die Sommertemperaturen um 2.5° bis 4.5° kühler, als in der waldarmen, felsigen Herzegowina, ja selbst um 1° kühler, als auf der kleinen Insel Lissa, welche dem vollen Einflusse der Adria ausgesetzt ist.

Das Obige zeigt, daß auch im westlichen Teile des alten Kontinentes im Sommer große Waldkomplexe die Temperatur ihrer Umgebung bedeutend beeinflussen und daß durch dieselben die normale Zunahme der Temperatur vom Atlantischen Ozeane her nach dem Inneren unterbrochen wird, so daß in der Nähe großer Wälder gelegene Orte einen kühleren Sommer erhalten, als dem Meere nähere, aber waldlose.

Die Frage des Einflusses der Wälder wärmerer Klimate auf die Niederschläge ist so wichtig, daß ich sie kurz betrachte. Die große Regenmenge von Iquitos ist in dieser Hinsicht besonders bemerkenswert. Überhaupt ist eine so große Regenmenge höchst selten, namentlich in der Ebene, und hier findet sie sich soweit vom Meere. Ist nicht eine Abhängigkeit der Niederschläge von den Wäldern zu vermuten?

Darauf deuten u. a. folgende Umstände. Auf der Insel Java sind ausgedehnte, dichte Wälder im Süden und südlichen Inneren des westlichen Teiles vorhanden, während sie an der Nordküste meistens gerodet sind. Die Station Tjilatjap an der Südküste liegt fern von höheren Gebirgen. Die jährliche Regenmenge in cm beträgt:

in Tjilatjap	463
auf 3 Stationen der Nordküste*)	199

oder weniger als die Hälfte.

Nun ist auf der Insel Java die Nordseite die Wetterseite des feuchten N.W.-Monsuns und müßte wenigstens in den Monaten Dezember bis März mehr Regen erhalten, als der Süden, weil für den letzteren die N.W.-Winde absteigend sind; es fallen aber in diesen Monaten:

in Tjilatjap	116
auf 3 Stationen der Nordküste*)	110.

Es scheint mir interessant, die Verhältnisse der Wind- oder Wetterseite und der Leeseite des feuchten Monsun auf der Insel Celebes zu untersuchen, wo keine solchen Unterschiede in der Bewaldung an beiden Küsten existieren. Für die nördliche Halbinsel ist Nord die Wetterseite des feuchten Monsun, für die südwestliche Halbinsel West. Die Verhältnisse sind folgende:

Jährliche Regenmenge in Centimetern:

	Windseite.	Leeseite.
Celebes, N.-Halbinsel	281	140
Celebes, S.W.-Halbinsel	346	254
W.-Mittel-Java	199	463.

Also ist auf Celebes die Windseite des feuchten Monsuns bedeutend regenreicher, in Java aber weniger regenreich als die Leeseite (Süd). Ist darin nicht ein Einfluß der dichten Wälder des Südens der Insel zu erblicken?

In Ostjava hat Loemadjang, auf einer dichtbewaldeten Ebene im Innern, 234 cm im Jahre, die zwei nächsten Stationen der Nordküste nur 119.

Ich erkläre mir den Einfluß der Wälder auf den Regen in folgender Art: ist ein sehr ausgedehnter feuchter Luftstrom vor-

*) Batavia, Tegal, Samarang.

handen und steigt noch dabei die Luft auf, sei es in einer Cyklone, sei es an einer Bergseite, so wird Regen erfolgen und die Art der Vegetation wird keinen erheblichen Einfluß üben, ebenso wie auch an solchen Stellen, wo mächtige Luftströmungen aus kälteren und trockeneren Gegenden wehen, kein Regen erfolgen wird, namentlich wenn sie absteigend sind. Die oben angegebene Tabelle der indischen Stationen zeigt, daß im Dezember das inmitten dichter Wälder gelegene Sibsagar nahezu regenlos ist, wie auch das waldlose Gebiet von Nordindien, letzteres trotzdem, daß die Luft feucht ist. Aber es weht dann der trockene N.E.-Monsun, der dazu noch ein absteigender Wind ist.

Jedoch die Wälder sind nur da ohne Wirkung, wo mächtige, ziemlich konstante Luftströmungen wehen. Wo und wann solche fehlen und veränderliche Winde und Kalmen die Oberhand gewinnen, was selbst in typischen Monsunregionen in den Übergangsmonaten geschieht, dann ist die Existenz dichter, hochstämmiger Wälder eine Ursache der Verstärkung des Regens.

Erstens bieten sie ein mechanisches Hindernis für die Luft und zwingen einen Teil derselben, aufzusteigen; wenn dann dieselbe schon sehr feucht ist, bewirkt dies einen Niederschlag, wo er sonst nicht erfolgen würde. Außerdem ist die Luft im Walde und in dessen Nähe schon feuchter, als in der Umgegend.

Windstille ist günstig für die Regen und Gewitter des aufsteigenden Sturmes, wie die Verhältnisse mancher Alpenthäler beweisen. Die Regen der Tropenzone erfolgen sehr oft unter solchen Verhältnissen, namentlich dort, wo keine Monsune sich entwickeln, und auch in Monsunregionen in den Übergangsmonaten. In Wäldern und in deren Nähe ist der Wind überhaupt geschwächt, Windstillen sind häufiger. Der aufsteigende Strom wird im Walde feuchter sein, namentlich einige Zeit nach der Regenzeit, weil die Feuchtigkeit von den Wäldern länger aufgehalten wird.

Also müssen Wälder in niederen Breiten die Regenmenge vermehren und der Zusammenhang ergiebigen Regenfalls und üppiger Waldvegetation ist ein doppelter: einerseits ermöglicht großer Regenfall die Entfaltung der Wälder, selbst in dem Falle, wo er auf wenige Monate beschränkt ist, andererseits vermehren die Wälder die Regenmenge. Es ist, wie so oft in der Natur, eine Rückwirkung auf die Ursache vorhanden.

Ich habe noch hinzuzusetzen, daß ich keineswegs den abkühlenden Einfluß der Wälder auf die Temperatur der wärmeren Monate in mittleren Breiten und auf diejenige aller Monate, außer solchen mit sehr ergiebigem Regenfalle und sehr großer Bewölkung in den Tropen, der Verdunstung allein zuschreibe, sondern auch dem Umstande, daß bei größerer Feuchtigkeit der Luft und bei weniger starken Luftströmungen mehr Neigung zu Bewölkung und Niederschlag vorhanden ist und dies die Wärme wiederum mindert.

In betreff der mittleren Breiten, namentlich des alten Kontinentes, ist natürlich viel von der Art der Waldvegetation abhängig, denn außer dem Umstande, daß Bestände von derselben Art mehr oder weniger hoch und dicht sind, ist auch die Baumart wichtig. Im Sommer befördern Laubwälder, wenn sie nicht zu den immergrünen gehören, die Verdunstung in bedeutendem Maße, die Kiefer (Pinus sylvestris) dagegen viel weniger: ich habe a. a. O. erwähnt, daß die vorwaltenden Kiefernwälder Finnlands einer relativ hohen Temperatur des Sommers dort günstig sind.

Die Tanne (Picea), ein in den Ebenen Europas und Sibiriens auch weit verbreiteter Baum, ist jedenfalls einer größeren Abkühlung der Luft in den warmen Monaten günstiger, weil sie dichter wächst und also mehr Wasser verdunstet, dann aber, weil unter dem dichten Schatten der Schnee und die Feuchtigkeit des Bodens länger halten, als in den lichteren Kiefernwäldern. Außerdem hat das oben Bemerkte auch gezeigt, daß der Einfluß der Wälder auf das Klima nicht am Waldrande aufhört, sondern daß er sich auch jenseits desselben zeigt, je nach Größe, Art und Lage des Waldkomplexes. Der Mensch kann also durch Ausrodung und Pflanzung der Wälder erhebliche Änderungen des Klimas hervorrufen.

In diesen Fragen bin ich von zwei extremen Meinungen weit entfernt, welche beide beredte Anhänger gefunden haben. Viele, und unter ihnen berühmte Naturforscher, äußern sich derart, daß da, wo bei der Ankunft zivilisierter Menschen kein Wald war, auch keiner existieren könne. Die Anhänger dieser Meinung nehmen implizite an, der Wald müsse im Kampfe ums Dasein immer siegen, wo die klimatischen Verhältnisse ihm die Existenz ermöglichen. Dies ist aber keineswegs der Fall, wie ich im vorigen Kapitel bemerkte.

Stubengelehrte mögen im voraus die Unmöglichkeit der Waldkulturen in Steppen behaupten und sich über Versuche der Art lustig machen, aber sie sind im Unrechte, denn die Erfolge der Waldkultur in den Steppen Südrußlands,*) in den Prairien Nordamerikas und den Pampas Südamerikas sind ein Faktum, welches sich nicht wegleugnen läßt, und zwar sind die Arbeiten im großen vorhanden, zehntausende von Hektaren sind bewaldet worden.*)

Wenn weder jetzt, noch in einer absehbaren Zukunft wohl über 10% einer Steppengegend künstlich bewaldet werden, so ist dies eine ökonomische und nicht eine klimatische Frage. Es rentiert sich für Private besser, namentlich bei dem schnellen Leben unserer Zeit, das Land als Feld oder Weide zu benutzen, als Wald zu pflanzen. Letztere Arbeiten sind meistens vom Staate gemacht worden, oder wenigstens mit dessen Unterstützung, wie in dem Falle des Waldgesetzes der Vereinigten Staaten.

Die Verteilung der Niederschläge auf die Jahreszeiten ist bei weitem nicht so wichtig für den Wald, wie häufig behauptet wird. Perioden der Dürre sind für Wald weniger schädlich, als für viele Feldgewächse und aus Perioden der Dürre kann nicht die Unmöglichkeit der Waldkultur gefolgert werden.

Aber andererseits wird auch der Wald dort, wo er lichter ist oder die Blätter einen bedeutenden wachsartigen Überzug haben, wie viele immergrüne, die Extreme der Hitze und Dürre weniger mildern, als die Wälder in Gegenden, wo ergiebiger Regenfall eine üppigere Vegetation ermöglicht.

Wenn jedoch auch der Wald mit dem Niederschlage haus-

---

*) K. E. von Baer hat bekanntlich aus dem Fehlen des Eichhörnchens in den Wäldern der Krim bewiesen, daß diese niemals in ununterbrochenem Zusammenhange mit denjenigen von Mittelrußland gestanden haben. Daraus wurde aber sehr irrtümlich geschlossen, Südrußland habe niemals mehr Wälder gehabt, als jetzt, und weiter, es sei deshalb keine Waldkultur dort möglich. Ich habe schon erwähnt, daß letzteres unrichtig ist; was aber eine früher größere Ausdehnung der Wälder betrifft, so ist das Fehlen des Eichhörnchens in der Krim kein Beweis dagegen: hätten sich früher die dichtesten Wälder vom Norden bis zum Isthmus von Perekop erstreckt, südlich aber Steppe oder Meer, so hätte das Eichhörnchen doch nicht in die Wälder der Krim dringen können.

hälteriſch verfährt, ihn auch bis zu einem gewiſſen Grade vermehrt, ſo muß doch ein gewiſſes Minimum vorhanden ſein; wenn weniger Niederſchlag fällt, können Wälder nicht mehr exiſtieren. Dieſes Minimum iſt natürlich deſto höher, je wärmer und trockener die Luft iſt.

Daher iſt es klar, daß ich, wie alle anderen in klimatologiſchen Fragen Bewanderten, die ſanguiniſchen Hoffnungen derer nicht teilen kann, welche Wüſten durch Pflanzen von Wald in paradieſiſche Gegenden zu verwandeln hoffen.

Kapitel 14.

Die nichtperiodiſchen Änderungen der Temperatur und der Niederſchläge.

Die mittleren Temperaturen, die aus mehrjährigen Beobachtungen berechnet wurden, erhielt man als Geſamtreſultat einer ganzen Reihe von Abweichungen nach oben und unten. Jedem iſt es bekannt, daß ein und derſelbe Monat in einem Jahre viel wärmer als das Mittel, in einem anderen Jahre viel kälter zu ſein pflegt. In Petersburg z. B. war im Jahre 1814 die mittlere Temperatur —21.$_4$°, aber im Januar 1882 —1.$_4$°, im Februar 1871 —19.$_5$°, 1793 —1.$_1$° u. ſ. w.

Lange Zeit erregten dieſe Abweichungen oder Anomalien nur Erſtaunen und es wurden wenig Verſuche gemacht ſie zu unterſuchen. Dieſes rührte von der geringen Anzahl Beobachtungen her und von dem kleinen Flächenraum, in dem ſie ausgeführt wurden. Man kann ſagen, daß der geographiſche Horizont ein enger war. Viele neigten zu der Anſicht, daß es mehr oder weniger allgemeine kosmiſche Gründe geben müſſe, infolge deren in einem beſtimmten Monat oder Jahr die ganze Erde weniger, in einem anderen mehr Wärme empfangen hätte.

Am Ende des XVIII. Jahrhunderts war die Hoffnung vorhanden, in dieſer, wie auch in vielen anderen Fragen der Meteorologie, durch umfaſſende Beobachtungen und einen ſtreng wiſſenſchaftlichen Plan der Unterſuchungen in kurzer Zeit große Erfolge zu erringen. Es wurde die berühmte Societas Meteoro-

logica Palatina gegründet. Die gemeinschaftliche Arbeit vieler Gelehrter und die freigebige Mitwirkung des Kurfürsten Karl Theodor gaben nicht nur die Möglichkeit, ein ganzes Netz von meteorologischen Stationen nach einheitlichem Plan im mittleren, westlichen und südlichen Europa zu gründen, sondern die Gesellschaft sorgte auch für Beobachtungen in weiter entfernten Gegenden. Es wurden in die Vereinigten Staaten, nach Grönland, Labrador, ins tropische Amerika, nach Indien und Sibirien Instrumente geschickt. Die Gesellschaft ließ viele der Beobachtungen vollständig drucken. Bei derartiger, während 20—30 Jahre fortgesetzter Thätigkeit wären wahrscheinlich viele Erfolge, die um die Hälfte des XIX. Jahrhunderts gemacht wurden, 50 Jahre früher erlangt worden. Aber die französische Revolution und die Kriege, die ihr folgten, lösten die Gesellschaft auf und ein großer Teil der Beobachtungen wurde eingestellt, umsoweniger dachte man an die Drucklegung der früheren. Im Jahre 1820 beschäftigte sich Brandes mit der Bearbeitung der Beobachtungen, die von der Societas Palatina*) gedruckt worden waren und unter anderem auch mit einer „Geschichte des Wetters" im Jahre 1783, in welcher er die Ursachen und den Gang der Abweichungen vom Mittel für dieses Jahr bespricht.

Diese Arbeit von Brandes blieb langezeit die einzige in ihrer Art und nur in den vierziger Jahren, nachdem sich die Zahl der Stationen im europäischen Rußland, in Sibirien und Nordamerika vergrößert hatte, konnte der berühmte Dove sich mit Erfolg mit dem Studium der nichtperiodischen Temperaturveränderungen beschäftigen.**) Die an weit auseinander gelegenen Orten angestellten Beobachtungen benutzend, hatte er einen genügend weiten geographischen Horizont.

Das Hauptresultat seiner Untersuchungen war, daß sich die Temperatur über oder unter dem Mittel nicht nur nicht auf die ganze Erdkugel, sondern sogar nicht einmal auf die ganze nördliche Halbkugel ausdehnt, so daß, wenn z. B. in Europa die Temperatur unter dem Mittel ist, sie in Nordamerika oder Ostsibirien gewöhnlich höher steigt, oder umgekehrt.

Folgende Beispiele werden zeigen, wie sich die Abweichungen

*) Brandes, Witterungskunde, Leipzig 1820.

**) Dove, Über die nichtperiodischen Änderungen der Wärmeverteilung, 6 Bände. Berlin, Dietr. Reimer. Klimatologische Beiträge. II. Teil.

vom Mittel verteilen. Die Ziffern ohne Zeichen geben die Temperatur über dem Mittel, diejenigen mit dem Zeichen — solche unter dem Mittel an.

		November 1877.	Dezember 1877.	März 1879.	Juli 1878.	Juli 1879.	Dezember 1879.
Vereinigte Staaten.	Neu-England	3.4	4.6	4.6	0.8	0	—1.3
	Südstaaten	0.1	1.6	2.4	0.6	—0.2	2.5
	Seenregion	2.6	7.0	5.6	2.3	—0.9	3.2
	Oberer Mississippi u. unter Missouri	0.9	9.0	8.3	1.2	—5.5	—2.5 **)
	Minnesota	4.1	11.2	12.1	1.4	*)	—6.9 ***)
	Ohio u. Tenessee-Thal	1.2	6.3	6.6	1.4	—1.1	2.8
	Felsengebirge		0.4	4.6		—0.8	—1.6
	Pazifische Küste	0.8	0.6	1.7	0.6	—0.9	—2.9
Westgrönland		—2.7	—1.3	2.5	0.2	—0.3	
Island und Farör		—0.2	—0.7	—0.6	1.2	—0.9	2.0
Schottland		0.9	0	0	1.1	—1.0	—1.5
Skandinavien		3.0	1.6	0.9	—0.3	—0.1	—0.4
Deutsche Nordseeküste u. Niederland		2.9	0.5	0.5	—0.9	—2.1	—5.3
Norddeutsche Ebene		3.5	0.5	0.7	—1.3	—1.3	—4.3
Süddeutschland		2.9	0.9	—0.1	—1.0	—2.3	—10.2
Schweiz		2.1	1.1	—0.4	—0.9	—3.7	—7.2 †)

*) Mit der vorhergehenden Region zusammen.

**) Oberes Mississippi-Thal.

***) Missouri-Thal.

†) Stationen unter 500 m. Diejenigen über 1000 m hatten eine Abweichung von nur —2.2°.

	November 1877.	Dezember 1877.	März 1879.	Juli 1878.	Juli 1879.	Dezember 1879.
Italien	1.3	—0.3				
Südliches Österreich	0.6	—0.4	—0.7	—0.8	—1.6	—4.2
Mittleres „	1.2	1.2	0.4	—0.9	—2.2	—9.1
Nördliches „	2.4	1.1	0.1	—0.9	—2.4	—6.7
Westrußland	3.5	0.1	0	—3.2	—2.5	—2.9
Zentralrußland	3.2	—3.2	1.5	—2.5	—1.0	—2.4
St. Petersburg	5.7	2.1	1.2	—3.9	—2.8	—0.2
Weißes Meer	6.5	5.5	2.0	—2.9	—4.1	—1.1
Mittlerer Ural	2.4	0.8	5.3	0.7	0.5	—2.3
Mittlere Wolga	2.4	—1.1	4.4	—1.2	—0.6	—2.1
Untere „	0.4	—3.5	2.8	—1.6	0.5	—0.1
S.-Russ. Stepp., östl. Teil	1.5	0	3.7	—2.2	1.0	—1.1
„ westl. Teil	0.5	1.0	0.6	—2.9	—1.2	—4.4
Krim	0.6	3.0	0.3	—2.6	0	—3.8
Westliches Transkaukasien	0.3	1.2	0.1	0	1.3	0.3
Mittleres Transkaukasien	0.5	1.9	1.8	—0.1	2.5	1.7
Östliches Transkaukasien	—0.1	—2.4	1.6	0.6	1.3	0.7
Unterer Amu-Darja	—3.5	—10.6	1.3	1.5	—0.2	1.5
Nördl. Kirgisensteppen	—0.6	—11.3	5.9	2.5	0.8	3.2
Südliches Westsibirien	3.1	—11.9	4.5	2.3	1.2	2.2
Jenisseisk	3.7	—4.8	3.0	1.8	3.7	5.7
Irkutsk	1.2	—5.4	4.7	2.6	1.6	0.1
Hüttenw. Nertschinsk	0.5	—0.4	6.6	1.2	0.8	2.1
Nikolajewsk am Amur	—2.1	—1.5	1.3	—0.2	1.1	2.5
Peking	—1.7	—2.6	3.0	0.7	—0.2	1.0

Die vorstehende Tabelle giebt die Abweichungen vom Mittel während einiger Monate am Ende der siebziger Jahre. Diese Zeit ist deswegen gewählt worden, weil sie noch ziemlich frisch im Gedächtnis ist und es mittlerweile schon möglich war, eine hinreichende Menge von Daten über dieselbe zu sammeln.

In bezug auf vier der hier angeführten Monate, nämlich den Dezember 1877, den Juli 1878, den Juli und Dezember 1879, ist ersichtlich, daß in ihnen bedeutendere Abweichungen nach unten und oben stattfanden, der Dezember 1877 war bemerkenswert durch eine außerordentlich niedrige Temperatur im westlichen Sibirien und im Süden davon, in den Kirgisensteppen und im niedrigen Teil Mittelasiens. Die Kälte war so stark, daß der Michaelbusen am Ostufer des Kaspischen Meeres unter 40° N. Br. zufror, in Krasnowodsk das Thermometer unter —21° fiel und in Petro-Alexandrowsk am Amu-darja unter 41° N. Br. bis —31° sank.

Diese Kälte hing von einer ungewöhnlich starken und andauernden Anticyklone in Westsibirien ab.

So ist der mittlere Luftdruck im Monat, auf das Niveau des Meeres reduziert, in Omsk, 779.$_4$ und in Tomsk*) 777.$_1$; am 17. Dezember stieg er in Omsk bis 799.$_4$, in Tomsk bis 801.$_4$, in Barnaul bis 803.$_7$, in Ssemipalatinsk bis 805.$_7$ und sogar in Nukuß bis 796.$_0$. Da der Luftdruck im Süden und besonders im Südwesten niedriger war und die Gegend eben, so drängte die Luft dorthin; in der Aralo-Kaspischen Niederung war die Kälte von starken Nordostwinden begleitet. Im östlichen Teil des europäischen Rußlands war der Luftdruck gleichfalls hoch, der Himmel klar, besonders am Ende des Monats, die Temperaturen wären daher sehr niedrig gewesen, wenn es sich nicht ereignet hätte, daß hier bis zum Januar kein Schnee lag. Da der gewöhnliche schlechte Leiter zwischen dem warmen Boden und der kalten Luft fehlte und der Schnee auch die Wärme am schnellsten verliert, so waren die Temperaturen lange

*) Omsk und Tomsk sind als die niedrigsten meteorologischen Stationen des südlichen Teiles Westsibiriens gewählt worden, wo die Reduktion auf das Niveau des Meeres mit dem kleinsten Fehler behaftet ist.

nicht so niedrig, wie man es bei einer so andauernden Anticyklone erwarten sollte. Aus der Tabelle ist ersichtlich, daß in Zentralrußland die Abweichung nach unten viel größer ist, als an der mittleren Wolga, wiewohl letzteres dem Zentrum der Abkühlung viel näher liegt, als ersteres. Aber bei Moskau fiel der Schnee in der Mitte des Monats. Das nördliche und süd-westliche Rußland hatte unter dem Einfluß südlicher Winde einen warmen Dezember.

Im Dezember 1877 bemerken wir stellenweise eine sehr hohe, stellenweise eine sehr niedrige Temperatur. So zeigt sich z. B., daß im Innern der Vereinigten Staaten die Temperatur fast um ebensoviel über das Mittel stieg, als sie in Westsibirien unter demselben stand, so z. B. war sie in Minnesota um 11.2^0 höher als das Mittel. Dasselbe kann man auch vom Juli 1878 sagen, da damals, so weit man jetzt urteilen kann, die niedrigste Temperatur im Nordwesten Rußlands, die höchste in Transkaukasien und besonders im südlichen Teile Sibiriens, etwas östlich vom Ural beginnend bis zum Baikal herrschte. P. J. Brounow*) charakterisiert den Juli 1878, im größten Teil des europäischen Rußlands, als einen Monat mit niedrigem Luftdruck, mit starker Bewölkung, einer großen Menge Niederschläge und niedriger Temperatur. Besonders bemerkenswert ist die Cyklone, welche fast unbeweglich vom 15.—25. in der Umgegend von Kasan stehen blieb und nach Westen und Süden von kalten und feuchten Nordwestwinden begleitet wurde. Nach bekannten Windgesetzen hätte sie von südlichen Winden und folglich von einer hohen Temperatur nach Osten und Südosten begleitet sein müssen. Und in der That waren der 22.—26. Juli z. B. in Moskau bis fast zum Ural besonders kalt, in Südwestsibirien und Zentralsibirien aber ungewöhnlich warm, so daß z. B. am 26. in Moskau die Abweichung vom Mittel -9^0, in Jenisseïsk $+8^0$ betrug.

Der Juli 1879 zeichnete sich durch eine niedrige Temperatur und anhaltendes Regenwetter im mittlern und noch mehr im westlichen Europa (England, Westfrankreich) aus, das westliche und ein Teil des mittleren Rußlands hatten gleichfalls eine Temperatur unter dem Mittel, aber im Südosten Rußlands war sie

*) Zeitschr. f. Met., Bd. XV, p. 90.

schon höher, in Sibirien und Mittelasien aber viel höher als das Mittel.

Der Dezember 1879 zeichnete sich in Mitteleuropa durch eine derartig niedrige Temperatur aus, wie man ähnliches an vielen Orten nicht beobachtet hat, an anderen Orten nicht seit dem berühmten Dezember 1788. Besonders kalt war es in der Schweiz, Ostfrankreich, Süddeutschland und in den Österreichischen Alpen. Die Kälte war von einem ungewöhnlich hohen Luftdruck begleitet, gleichzeitig fiel im Anfang des Monats fast überall in Mitteleuropa tiefer Schnee und lag bis zum Ende des Monats. Dieser Monat ist dadurch bemerkenswert, daß er zeigt, wie niedrig die Temperaturen sogar in Mitteleuropa bei Schneefall und klarem Wetter mit einer Anticyklone sein können, d. h. unter solchen Bedingungen, unter denen die Kälte von anderen Orten nicht zugeführt sein konnte, sondern an Ort und Stelle infolge von Ausstrahlung entstanden sein mußte. Am Ende des Monats gab es Tage, an denen in Frankreich, Süddeutschland und in den niederen Thälern der Schweiz die Temperaturen —20° und niedriger waren, aber im nördlichen Schweden und nördlichen Rußland zirka 0° und höher. Im Januar 1882 war der Luftdruck in Mitteleuropa gleichfalls hoch, aber da kein Schnee gefallen war, waren die Temperaturen viel höher.*) Dieses bestätigt das, was oben über den Dezember 1877 und über die relativ geringe Abkühlung, die im östlichen Rußland infolge von Schneemangel stattfand, bemerkt wurde.

Der Dezember 1879 war auch im S. W. Rußlands kalt, aber warm in Transkaukasien und besonders in Sibirien (außer dem äußersten Norden). In Indien gab es wieder eine kalte Zone mit merkwürdig großen Abweichungen für eine so niedrige Breite.

Die vier Monate, die ich besprochen habe, sind für die Hypo-

*) Über die Temperatur und den Luftdruck im Januar 1882 und den Vergleich derselben mit dem Dezember 1879 s. Zeitschr. f. Met., Bd. XVII, p. 98; C. R. Bd. 94. p. 180 u. 275, über den Dezember 1879 noch Artikel C. R. Bd. 91, Zeitschr. f. Met, Bd. XV, p. 76, 82, 139, 288, 376 und den Artikel „Einfluß der geographischen Bedingungen auf die mittleren Temperaturen des Winters" im Journal d. russ. phys.-chem. Gesellsch. 1882, pg. 1.

these Doves, daß auf der Erdkugel eine volle Kompensation der Temperatur existiert und die mittlere Temperatur eines gegebenen Ortes in verschiedenen Jahren dieselbe, ihre Verteilung aber eine andere ist, sehr günstig.

Im November 1877 und im März 1878 war die Temperatur fast überall in den Grenzen derjenigen Orte, die in der Tabelle genannt sind, höher als das Mittel. Noch bemerkenswerter ist, daß die Temperatur zu Ausgang des Jahres 1877 und im Anfang 1878 nicht nur in Indien, sondern auch fast überall in der tropischen Zone, wo man Beobachtungen angestellt hat, viel wärmer als das Mittel war.*) Diese hohe Temperatur war mit einem hohen Luftdruck verbunden.**)

Die Temperaturabweichungen in den tropischen Gegenden sind dadurch außerordentlich wichtig, daß 1. die tropischen Zonen ausgedehnter sind als die mittleren und besonders die höheren Breiten der Erdkugel; 2. daß diese Abweichungen gewöhnlich gering sind.

Für die zwei genannten Monate kann man keine ausgedehnte Gegend namhaft machen, in der die Temperatur bedeutend niedriger als das Mittel gewesen wäre. Währenddessen war die Temperatur im November 1877 ungewöhnlich hoch im Norden des europäischen Rußlands und im ganzen Lande, mit wenigen Ausnahmen, höher als das Mittel. Dasselbe fand statt in Mitteleuropa und einem großen Teile Sibiriens. Nur im äußersten Osten und in Mittelasien war sie niedriger. In Indien war die Temperatur höher als das Mittel, ja in einem Teile dieses Landes bedeutend höher. In den Vereinigten Staaten war von 13 klimatischen Gebieten, in die dieses Land eingeteilt wird, in 12 die Temperatur höher als das Mittel, unter anderem auch an den Ufern des Stillen Ozeans (in Minnesota um $11.2°$) und nur am mexikanischen Busen niedriger ($-1.1°$).

Noch bemerkenswerter ist die hohe Temperatur im März 1878. In der obigen Tabelle kommt keine negative Abweichung von mehr als $-0.6°$ vor. In den Vereinigten Staaten war überall vom Atlantischen bis zum Stillen Ozean und vom

*) Siehe den Aufsatz Köppens in Zeitschr. f. Met. XV, p. 177, 279.
**) Siehe den Aufsatz Blanfords in „Nature“ 18. März 1880.

Mexikanischen Meerbusen bis zur nördlichen Grenze die Temperatur höher als das Mittel, in Minnesota und am oberen Missouri zirka um 12°, in Winnipeg, Manitoba um 12.9°, d. h. eine Mitteltemperatur des März 1878 von +1.5°, das langjährige Mittel aber ist —11.4°. Hier waren auch die vorhergehenden Monate sehr warm, besonders der Dezember und Februar. Das zweite warme Gebiet war das östliche Rußland und fast ganz Sibirien. In Indien war die Abweichung nicht so groß, wie im November 1877, aber überall war die Temperatur höher als das Mittel, ebenso auch auf Java, Mauritius 2c.; Mittel- und Südeuropa, das westliche und ein Teil des südlichen Rußlands hatten annähernd eine normale Temperatur.

Wovon derartige Bedingungen abhängen, ist uns noch nicht genau bekannt. Wenn, wie einige Gelehrte voraussetzen, Differenzen in der Wärmemenge, welche die Erde von der Sonne empfängt, existieren, so müßten sich solche Differenzen vor allem in der tropischen Zone zeigen, weil sie mehr Wärme von der Sonne empfängt und eine große Ausdehnung hat. Eingehendere Untersuchungen über das Klima der tropischen Zone, verbunden mit aktinometrischen Beobachtungen, unter anderen auch in großen Höhen, werden uns wahrscheinlich den Schlüssel zu vielem, das uns dunkel geblieben ist, geben. In diesem Falle können die aktinometrischen Beobachtungen die Veränderung der Sonnenenergie zeigen, die meteorologischen Beobachtungen in den Tropen — die nächsten Folgen dieser Veränderungen und die Beobachtungen über die Luftströmungen auf hohen Bergen — die wahrscheinliche Ursache vieler Erscheinungen in den mittleren Breiten. Die Entstehung der Anticyklonen, namentlich an der Polargrenze der Passate, kann man wahrscheinlich durch indirekte, in den tropischen Gegenden entstehende Einflüsse erklären.

Es ist möglich, daß zuweilen die Folge einer höheren Temperatur in der tropischen Zone eine niedrige Temperatur in den mittleren Breiten sein kann. Nehmen wir an, daß in einem Monate eines bestimmten Jahres mehr Wärme von der Sonne empfangen wird, als in anderen. In den mittleren Breiten, besonders z. B. höher als 45°, wird der direkte Einfluß dieses Umstandes im Winter verschwindend sein, da überhaupt die Temperatur dann wenig von der an Ort und Stelle empfangenen

Wärmemenge, sondern von den Luftströmungen und der mehr oder weniger gestörten Ausstrahlung abhängt. Aber in den Tropen wird dieses eine Vergrößerung des Maßes der aufsteigenden Luftströme zur Folge haben und daher zu der Bildung von Anticyklonen in den mittleren Breiten beitragen. Wenn sie sich auf den Kontinenten bilden, so wird dieses zu einem kälteren Winter führen (siehe das oben über den Dezember 1879 Gesagte).

Jetzt hat leider von allen ausgedehnten Ländern dieser Zone nur Indien ein wohlorganisiertes Netz von Beobachtungsstationen, deren Resultate zeitig gedruckt werden. Außerdem ist nur noch das Netz der Regenstationen des Malaiischen Archipels zu erwähnen. Die Resultate vieler Beobachtungen in den Tropen werden durchaus nicht zur rechten Zeit gedruckt und werden nur selten und mehr oder weniger zufällig den Gelehrten bekannt.

Da die nichtperiodischen Temperaturänderungen von den nichtperiodischen Änderungen des Luftdrucks abhängen und sich durch letztere der ganze Gang des Wetters ändert, so ist es klar, daß sich die übrigen meteorologischen Elemente gleichfalls nicht periodisch ändern. Im tropischen Gürtel und an vielen Orten der mittlern Breiten sind im Sommer bei geringen Temperaturänderungen sehr große Änderungen in der Bewölkung, den Niederschlägen, der Luftfeuchtigkeit u. s. w. möglich. Die nichtperiodischen Änderungen dieser Elemente sind verhältnismäßig wenig erforscht, Dove hat unter anderem nur in Kürze die Veränderungen in der Quantität der Niederschläge erwähnt.*) Für Rußland habe ich einige Daten in bezug hierauf**) gesammelt und gezeigt, daß bisweilen im Sommer eine scharfe Abgrenzung der regenreichen und trockenen Zonen im europäischen Rußland existiert.***) Diese Bedingungen haben eine große praktische Bedeutung; es ist bekannt, daß im mittleren und besonders im südlichen Rußland die Ernte am meisten vom rechtzeitigen und reichlichen Regen abhängt.

*) Klimatologische Beiträge, Teil I.

**) Distribution des pluies en Russie, Repert f. Meteor. Band I.

***) Siehe auch den Artikel „Niederschläge und Gewitter des Jahres 1871" Sapiski der allg. Geographie der K. R. Geogr. Ges., Teil VI.

Wenn man die Abweichungen eines Monates vom Mittel, ohne Unterschied des Zeichens, addiert und dann durch die Zahl der gewonnenen Monate dividiert, so erhält man die mittlere Abweichung dieses Monats vom langjährigen Mittel oder die mittlere Anomalie. Ich behalte diesen Ausdruck bei statt des oft gebrauchten „mittlere Veränderlichkeit", welchen ich nach dem Vorgange von Hann für die Veränderlichkeit der Tagestemperatur beibehalte, von welcher im nächsten Kapitel die Rede ist.

Die kleinsten Abweichungen vom Mittel geben natürlich die dem Aequator nahe gelegenen Breiten, in den mittleren Breiten die Inseln fern vom Festlande und von den Anhäufungen des Meereises. Im Innern des Kontinente pflegen die Abweichungen größer zu sein und von allen Ländern, in denen Beobachtungen angestellt werden, sind sie in Westsibirien im Winter am größten, wo auch die Veränderungen Tag für Tag sehr groß sind.

Kapitel 15.

Veränderlichkeit der Temperatur von Tag zu Tag.

Zur Charakteristik eines Klimas können noch die Veränderungen von Tag zu Tag dienen. Dieses giebt uns einen Begriff über die Veränderlichkeit des Klimas im engeren Sinne. Um diese Daten zu erhalten, verfährt man folgendermaßen: man nimmt die Differenz zwischen den täglichen Mitteln der Temperaturen zweier aufeinanderfolgender Tage, unabhängig vom Zeichen, für einen ganzen Monat oder mehr, addiert die Differenzen und teilt sie durch die Zahl der Tage. Als Resultat erhält man die tägliche Veränderung oder die „Veränderlichkeit der Temperatur von Tag zu Tag." Man darf sie weder mit den täglichen Veränderungen der Temperatur, die durch die Achsendrehung der Erde entstehen, noch mit den nichtperiodischen Temperaturabweichungen der Monate vom Mittel (Anomalien) verwechseln. Eine große Veränderlichkeit der Temperatur kann mit sehr kleinen Abweichungen derselben vom monatlichen Mittel zusammenfallen, namentlich wenn in einem bestimmten Monate die kalten und warmen Tage schnell aufeinanderfolgen. Im Gegenteil, ein Monat kann eine sehr große Abweichung vom Mittel geben, aber eine sehr geringe Veränderlichkeit von Tag zu Tag haben. Beispiele werden unten gegeben werden.

Ich gebe eine Tabelle der Temperaturveränderlichkeit für verschiedene Orte der mittleren Breiten. Die Angaben sind der Abhandlung von Hann: Untersuchungen über die Veränderlichkeit der Tages-Temperatur, Sitzungsbericht d. Wiener Akad. 1875, der ersten und wichtigsten Arbeit über diesen Gegenstand, entnommen. Die Gruppierung nach den Örtlichkeiten ist bei mir zum Teil eine andere, als bei Hann. In Klammern ist die Zahl der benutzten Stationen angegeben.

Veränderlichkeit der Temperatur.		N. Br.	Dezember	Januar	Februar	März	April	Mai	Juni	Juli	August	September	Oktober	November	Jahr
	Südeuropa (1)	40½°	1.4	1.2	1.1	1.1	1.2	1.3	1.2	1.2	1.0	1.0	1.1	1.2	1.2
	Mitteleuropa (6)	49½°	2.1	2.2	2.0	1.7	1.7	1.8	2.0	1.9	1.6	1.6	1.4	1.7	1.8
	England (2)	53½°.	2.3	2.1	2.0	1.7	1.4	1.6	1.6	1.5	1.4	1.5	1.9	2.2	1.6
Europ. Rußl.	Baltische Länder (2)	60°	2.5	3.1	3.3	2.4	1.4	1.7	1.4	1.2	1.1	1.4	1.6	2.0	1.9
Europ. Rußl.	Nord-Rußland (2)	63°	3.5	4.1	3.1	2.8	2.2	2.5	2.5	2.2	1.8	1.6	1.7	2.4	2.5
Europ. Rußl.	Süd- u. Zentral- (2)	51½°	3.2	3.6	3.3	2.5	1.7	2.0	1.9	1.7	1.7	1.6	2.1	2.5	2.3
Europ. Rußl.	Krim	44½°	1.8	1.5	1.8	1.4	1.2	1.4	1.3	1.2	1.2	1.1	1.2	1.7	1.4
Sibirien	Ural (2)	59°	4.5	4.9	3.8	3.1	2.6	2.8	2.6	2.1	1.8	1.9	2.7	3.8	3.0
Sibirien	West-Sibirien	56°	5.3	4.4	4.2	3.5	2.2	3.0	2.3	1.9	1.6	2.0	3.0	4.3	3.1
Sibirien	Transbaikalien	51½°	3.1	2.6	2.5	2.6	2.1	2.4	1.9	1.2	1.3	1.6	2.3	3.1	2.2
Sibirien	Nordost-Sibirien	62°	3.4	3.5	2.6	2.0	2.1	2.0	2.3	2.1	1.5	1.6	1.9	3.0	2.4
Sibirien	Ostküste	55°	3.2	2.9	2.9	2.0	1.6	1.2	2.1	1.8	1.1	1.0	2.0	2.1	2.1

Veränderlichkeit der Temperatur.	N. Br.	Dezember	Januar	Februar	März	April	Mai	Juni	Juli	August	September	Oktober	November	Jahr
Nördl. China	40°	2.1	1.7	1.8	2.0	1.6	2.2	1.9	1.7	1.3	1.2	1.3	1.8	1.7
Nordamerika: Alaska	57½°	1.6	2.1	2.0	1.4	0.8	0.8	0.8	0.8	0.7	1.0	1.4	1.5	1.2
Nordamerika: Kalifornien (2)	38°	1.2	1.5	1.3	1.3	1.4	1.4	1.4	1.3	1.3	1.4	1.3	1.2	1.3
Nordamerika: Plateaus (3)	41½°	4.7	4.5	4.2	4.1	3.4	3.1	2.7	2.6	2.5	3.0	3.5	3.8	3.5
Nordamerika: Innere Ebenen (4)	44°	4.5	5.1	4.8	3.7	3.1	3.1	2.5	2.2	2.4	2.6	3.2	3.4	3.4
Nordamerika: Südstaaten (6)	30½°	3.1	3.4	3.1	2.7	2.2	1.5	1.2	1.1	1.1	1.1	2.0	2.8	2.1
Nordamerika: Oststaaten und Kanada (5)	43°	3.9	4.1	3.9	2.8	2.5	2.4	2.2	2.0	1.8	2.3	2.5	2.8	2.8
Nordamerika: Archipel	75°	3.0	3.0	2.4	2.2	2.2	1.3	0.8	1.2	0.7	1.5	2.5	2.8	2.0
Nordamerika: Guayana	7°	0.7	0.5	0.5	0.4	0.6	0.8	0.7	0.8	0.7	0.4	0.5	0.7	0.6
Mittlere Breiten der südl. Halbkugel	34° S.	2.0	2.0	1.8	1.6	1.4	1.2	1.5	1.7	1.7	1.8	2.1	2.0	1.7

Ich bemerke noch, daß ich in dieser Tabelle eine Korrektion in Bezug auf die jährliche Amplitude der Temperatur eingeführt habe. Der Nutzen derselben ist daraus ersichtlich, daß hier die nicht-periodischen Veränderungen der Temperatur von Tag zu Tag betrachtet werden; daher ist es für einen genaueren Vergleich besser, diejenigen Veränderungen auszuschließen, welche durch regelmäßige periodische Veränderungen entstehen, d. h. die Zunahme der Temperatur vom Winter zum Sommer und die Abnahme derselben vom Sommer zum Winter. In Jakutsk erreichen aus diesem Grunde die Veränderungen fast 0.7^0 in vierundzwanzig Stunden, in Werchojansk sogar fast 0.9^0 (in Jakutsk im Oktober Mitteltemperatur -9.1^0, im November -29.8^0, im Oktober in Werchojansk -13.9^0, im November -38.9^0). Allein man sieht, daß sogar an diesen Orten die Veränderung, die von einem regelmäßigen jährlichen Gange der Temperatur abhängt, viel geringer ist als die übrigen, so daß, wenn man sie nicht ausschließt, sich das Resultat nicht sehr ändern würde. Aus der Tabelle ersieht man, daß die Veränderlichkeit im Innern der Kontinente im allgemeinen größer ist, als am Ufer des Meeres, daß sie größer ist an den östlichen Ufern, als an den westlichen (z. B. am östlichen Uferstriche Sibiriens größer, als in England und Alaska) und daß sie auf beiden Kontinenten der nördlichen Halbkugel, dem amerikanischen und europäisch-asiatischen bis zu einem gewissen Grade mit dem Breitengrade zunimmt, die größte Höhe im Norden von 45^0 erreicht, (in Westsibirien zirka um den 55^0, und in Nordamerika wahrscheinlich um den 50^0), und sich von dort nach Norden hin vermindert.

Der größten Veränderlichkeit im Jahresmittel begegnet man im Innern von Nordamerika, dann folgen Westsibirien und der Ural. Im Winter ist übrigens auch hier die Veränderlichkeit ebenso groß wie im Innern Nordamerikas, aber weit weniger im April und vom Juni bis September. Die Gruppe „innere Ebenen" (in Nordamerika) hat für keinen einzigen Monat weniger als 2_2^0, und die „Plateaus" haben sogar nicht weniger als 2_5^0.

In den Vereinigten Staaten ist sogar an den Ufern des Mexikanischen Meerbusens die Veränderlichkeit sehr groß, so in der

---

* In Klammern ist die Zahl der Stationen angegeben.

Gruppe „Südstaaten" für das Jahr noch $2._1{}^0$. In Südeuropa ist sie auf 10° nach Norden im ganzen $1._2{}^0$. Man muß beachten, daß alle Stationen dieser Gruppe, außer Washington in Arkansas, entweder am Ufer des Meeres oder nahe am Meere liegen. Im Januar ist in den Südstaaten die Veränderlichkeit fast dreimal größer, als in Südeuropa. New-Orleans und Kairo liegen unter demselben Breitengrade, Kairo ist sogar weiter vom Meere entfernt, allein für den Januar ist die Veränderlichkeit in Kairo $1._1{}^0$*), in New-Orleans $3._6{}^0$*).

Zwischen den Westufern Europas und Amerikas existiert kein wesentlicher Unterschied.

Oben erwähnte ich schon die große Veränderlichkeit der Temperatur in den Vereinigten Staaten sogar auch im Sommer. Unter besonderen Bedingungen ist sie außerordentlich groß. So ist sie in der Stadt Marquette, am Südufer des Oberen Sees, in den drei Sommermonaten größer als 4°. Dieses erklärt sich dadurch, daß sich auf dem See das Eis sehr lange erhält und wenn es auch schmilzt, doch noch eine große Schicht kalten Wassers bleibt, daß im Süden des Sees sich aber ein stark erwärmter Kontinent befindet. Da sich die Richtung des Windes oft ändert, so bringt er bald warme Luft vom Süden, bald kalte vom See mit.

Durch ebendieselben Verhältnisse erklärt sich die große Veränderlichkeit der Temperatur im Frühling und im Sommer in vielen am Meere gelegenen Stationen der südlichen Halbkugel, besonders in Australien. Dorthin wird bald die warme Luft aus dem Inneren des Kontinentes, bald die kalte vom Meere getragen. In Melbourne ist im Januar, d. h. mitten im Sommer, die Veränderlichkeit $2._8{}^0$. In Australien ist die mittlere Temperatur des Sommers weit niedriger als in Europa, unter denselben Breiten, aber die Temperaturmaxima sind nicht nur nicht niedriger, sondern sogar höher.

Die große Veränderlichkeit der täglichen Temperatur fällt lange nicht immer mit großen Abweichungen der langjährigen monatlichen Mittel oder mit einer großen mittleren Anomalie zusammen. Ich gebe einige Beispiele für das Jahresmittel.

*) Indem ich weiter unten die Zahlen der einzelnen Stationen anführe, führe ich keine Korrektion des jährlichen Ganges der Temperatur ein.

	Veränderlichkeit der Temperatur von Tag zu Tag.	Mittlere Anomalie.	Verhältnis.
Neapel	1.0	1.0	1.0
Oxford	1.7	1.2	1.4
Leipzig	1.8	1.7	1.1
Lugan	2.5	2.1	1.2
Petersburg	2.2	2.0	1.1
Archangel	2.8	2.3	1.2
Bogoslowsk	3.4	2.1	1.6
Barnaul	3.5	2.3	1.5
Hüttenwerk Nertschinsk.	2.5	1.4	1.8
Torvato	2.6	1.3	2.0
Marietta (Ohio)	2.7	1.6	1.7
Leavenworth (Kansas)	3.7	1.7	2.2
Melbourne	1.9	0.4	4.7

Hieraus ist ersichtlich, daß in Europa beide Größen wenig voneinander verschieden sind, mehr schon in Westsibirien, noch mehr im Inneren der Vereinigten Staaten und außerordentlich viel in Australien. Hieraus kann man folgenden Schluß ziehen: in Europa sind die großen monatlichen Temperaturabweichungen vom Mittel häufiger als in Amerika und diese Abweichungen sind andauernder, wenn sie einmal eingetreten sind. In den Vereinigten Staaten schwankt die Temperatur viel schneller, aber die großen andauernden Abweichungen der Temperatur ganzer Monate sind dort relativ seltener.

Wahrscheinlich hängt dieses von zwei Ursachen ab: 1. bewegen sich die Anticyklonen (die Zentren des hohen Luftdruckes) dort schnell vom Westen nach Osten, wie auch die Cyklonen*); davon hängen die schnellen Wechsel des Wetters ab, während in Europa die Anticyklonen weniger der Bewegung der Cyklonen folgen und sich oft lange an einem Orte aufhalten; 2. folgen in Europa oft Cyklonenbahnen rasch aufeinander, ohne von Anticyklonen mit bedeutender Abkühlung gefolgt zu sein; 3. sind die Isothermen in den Vereinigten Staaten dichter verteilt als in Europa, im letzteren liegen sie nur an den Grenzen des Meeres und des Kontinentes und um die Berge näher aneinander, daher die schnellere Veränderung der Temperatur in den Vereinigten Staaten.

Das Nichtzusammenfallen einer großen monatlichen Temperaturanomalie mit einer großen Veränderlichkeit der Temperatur von Tag zu Tag zeigt sich auch bei genauerer Betrachtung der Temperatur bestimmter Monate für verschiedene Jahre. Sehr oft hat ein Monat mit großer Anomalie eine geringe Veränderlichkeit der täglichen Temperatur und umgekehrt.

Ich gebe einige Beispiele. Die Tabelle ist so eingeteilt, daß zuerst die mittlere Veränderlichkeit der Temperatur für einen bestimmten Monat angegeben ist, alsdann dieselbe für ein einzelnes Jahr, daneben die Anomalie, wobei + bedeutet, daß der gegebene Monat wärmer als das Mittel ist, und —, daß er kälter ist.

Ver. bedeutet Veränderlichkeit der täglichen Temperatur.
An. bedeutet Anomalien.

Nachfolgende Tabelle zeigt, daß in Petersburg der Dezember 1856 und der Februar 1850, die eine dem Mittel sehr naheliegende Temperatur hatten, eine große Veränderlichkeit der täglichen Temperatur zeigten; in den ungewöhnlich warmen Monaten Januar 1853, Februar 1848 und März 1848 dagegen waren die Veränderungen von Tag zu Tag viel geringer, als gewöhnlich.

---

*) Dieses ist von Loomis in seinen Contributions to Meteorology, die in dem Amer. Journ. Science abgedruckt sind, bewiesen worden.

Ort.	Zeit.	Mittlere Ver.	Jahr und Monat.	Ver.	An.	Jahr und Monat.	Ver.	An.	Jahr und Monat.	Ver.	An.
St. Petersburg	Winter	3.2	Jan. 1853	2.4	+ 4.3	Fbr. 1850	4.7	+ 1.2	Fbr. 1848	2.5	+ 4.9
			Dzbr. 1856	4.0	+ 0.1						
	März	2.8	März 1848	1.4	+ 4.9						
Bogoslowsk	Dzbr. u. Jan.	5.4	Jan. 1851	6.1	+ 0.4	Dzbr. 1859	4.3	+ 8.4	Dzbr. 1858	7.6	— 0.9
Orenburg	März	3.2	März 1860	6.4	— 7.4	„ 1856	5.4	— 1.9			
Lugan	Winter	3.5	Jan. 1848	2.8	— 9.4	Jan. 1853	1.9	— 4.9	Fbr. 1855	5.6	— 0.8
			Fbr. 1853	2.0	+ 4.7						
Barnaul	Dezember	5.6	Dzbr. 1855	8.3	— 0.5	Dzbr. 1852	4.7	+ 4.2			
Zürich	Dezember	2.2	14/28. Dez. 1879	1.1	— 10.0						

In Bogoslowsk gaben der Dezember 1858 und der Januar 1851, Monate mit einer dem Mittel sehr nahen Temperatur, sehr große Veränderungen von Tag zu Tag; der ungewöhnlich warme Dezember 1858 gab im Gegenteil relativ geringe.

Ich gab Beispiele von sehr warmen Monaten mit geringer täglicher Veränderlichkeit der Temperatur aus den in Petersburg und Bogoslowsk angestellten Beobachtungen; hieraus kann man den Schluß ziehen, daß sie im Winter, im Norden Rußlands, wenn die warmen S.W.-Winde, welche im ganzen vorwalten, wehen, ziemlich lange herrschen. Die Beobachtungen in Orenburg und Lugan geben Beispiele geringer Veränderlichkeit, auch für sehr kalte Monate, nämlich: März 1860 in Orenburg und Januar 1848 in Lugań. Zu beachten ist, daß dieses die kältesten, gleichnamigen Monate für die ganze lange Beobachtungsperiode sind.

In Barnaul gab der Dezember 1855 eine ungewöhnlich große Veränderlichkeit von Tag zu Tag bei normaler, mittlerer Temperatur.

In Zürich, in der Schweiz, wie denn überhaupt in Mittel-Europa, war der Dezember 1879 ungewöhnlich kalt. Jedoch war die Veränderlichkeit der Temperatur nicht groß, z. B. in der zweiwöchentlichen Periode vom 15.—28. Dezember war sie nur $1._1°$, während die mittlere Veränderlichkeit im Dezember $2._2°$ ist und die Abweichung der Temperatur dieser Tage vom mehrjährigem Mittel $-10._0°$ betrug.

Indem ich zur Tabelle zurückkehre, bemerke ich, daß in Südeuropa, wie auch in Kalifornien, d. h. in Ländern, die sich in der Nähe des Meeres befinden und von den kältesten Gegenden durch Berge geschieden sind, die Veränderlichkeit im Winter fast nicht größer ist als im Sommer.

Ich bemerke noch eins: fast in ganz Europa und Asien ist der April weniger veränderlich als der März und Mai. In Amerika ist nichts derartiges bemerkbar, im Gegenteil, die Veränderlichkeit sinkt rasch vom April zum Mai.

In Rußland erweist sich im Nordwesten die Veränderlichkeit als relativ gering, darunter auch in Petersburg, das jedoch den Ruf einer Stadt mit sehr veränderlichem Klima hat. Besonders bemerkenswert ist die kleine Veränderlichkeit im August, nämlich $1._2°$ in Petersburg, d. h. ebensoviel wie in Lissabon und Athen und viel weniger, als in West- und Mittel-

europa und fast überall in Rußland. So ist z. B. die Veränderlichkeit im August: in Paris, Stuttgart und Wien $1.8°$, Warschau, Ust-Sysolsk, Bogoslowsk und Lugan $1.9°$, Archangelsk $2.0°$, Orenburg und Nischnetagilsk $2.1°$ u. s. w. Sogar an der Südküste der Krim ist die Veränderlichkeit größer als in Petersburg im August. Im Winter ist in Petersburg die Veränderlichkeit größer als im Sommer, sie übersteigt diejenige, die zur selben Jahreszeit im westlichen, südlichen und mittleren Europa beobachtet wird, aber sie ist weit kleiner, als im Innern des europäischen Rußlands und besonders als im westlichen Sibirien. Es ist bekannt, daß das gewöhnliche Urteil anders lautet, die Beständigkeit des sibirischen Winters wird gerühmt. Da Westsibirien uns bekannter ist als Ostsibirien, so ist es klar, daß sich eine solche Ansicht nicht nur auf das letztere, sondern auf das erstere bezieht. Die Beobachtungen zeigen jedoch, daß in Westsibirien im Winter die Temperatur so veränderlich ist, daß sich von allen bekannten Ländern der Erdkugel nur im Innern Nordamerikas etwas ähnliches findet. Die gewöhnliche Ansicht über die Veränderlichkeit des Petersburger Winters und die Beständigkeit des sibirischen rührt wahrscheinlich daher, daß in Petersburg im Winter oft Übergänge der Temperatur von über 0^0 zu unter 0^0, oder vom Tauwetter zum Frost und umgekehrt stattfinden. Solche Temperaturveränderungen, wiewohl sie nicht groß sind, sind doch sehr empfindlich und bemerkbar. Viel größere Temperaturveränderungen werden in Sibirien weniger bemerkt, da die Temperatur im Winter so niedrig ist, daß Tauwetter selten vorzukommen pflegt. Allein dort kommen Differenzen bis zu 20^0 und sogar bis zu 26^0 zwischen den mittleren Temperaturen zweier auf einander folgender Tage vor.

Im östlichen Sibirien ist die Veränderlichkeit der Temperaturen weit geringer, als im westlichen, besonders im Winter. Der Grund dieser relativ kleinen Veränderlichkeit ist, daß sich Ostsibirien im Winter und in einem Teil des Herbstes und Frühlings im Gebiet einer Anticyklone befindet, wovon überhaupt die Beständigkeit des Wetters in dieser Jahreszeit abhängt. Ja, die größere Zahl der vorkommenden Änderungen der Temperatur im Winter haben im Innern Ostsibiriens, besonders in Transbaikalien und am oberen und mittleren Amur, nicht den Charakter wie im europäischen Rußland und in Westsibirien. In letzterem hängen

die Temperaturveränderungen vom Wechsel der warmen und feuchten Süd- und Westwinde mit den trockenen und kalten Nord- und Ostwinden und zum Teil vom Einschließen in das Gebiet einer Anticyklone ab. Im Innern Ostsibiriens wird die Herrschaft der Anticyklone im Winter nur selten gestört, mir scheint es daher, daß die Temperaturänderungen von Tag zu Tag eher durch die sehr unbedeutenden Änderungen in der Windrichtung und Stärke entstehen, welche teils die Luft von den benachbarten Höhen bringt, teils nicht. Da es im Winter im Gebiet der Anticyklone am Grunde der Thäler überhaupt kälter zu sein pflegt, als auf den benachbarten Höhen, so wird von dort her Luft zugeführt, die an sich wärmer ist und die sich beim Absteigen noch erwärmt. Eine vollständige Windstille ist für die Abkühlung der Thäler günstiger. An den Abhängen weht der Wind teilweise von unten, d. h. aus den Thälern, bringt eine Luft mit sich, die an sich kälter ist und sich noch beim Aufsteigen abkühlt. In der Schweiz sind während der Herrschaft der Anticyklonen sehr rasche Änderungen der Temperatur an solchen Abhängen bekannt.

Wenn diese örtlichen Ursachen der täglichen Temperaturänderung nicht existierten, so wäre die Veränderlichkeit noch geringer. Übrigens ist sie auch im Januar und Februar geringer, nicht nur als in Westsibirien, sondern auch als im europäischen Rußland. Die Differenz gegen Nordamerika ist unter derselben Breite und Entfernung vom Meere sehr groß.

Es bleibt nur noch die geringe Veränderlichkeit im Sommer in sehr hohen Breiten auf dem nordamerikanischen Archipel zu erwähnen übrig. Sie hängt davon ab, daß sich in der Nähe auf dem Meere, bis zum Ende des Sommers, große Mengen Eis erhalten. Daher kann sich die Temperatur nicht bedeutend über 0° erheben, da viel Wärme auf das Schmelzen des Eises verbraucht wird; sinken kann sie gleichfalls nicht bedeutend, da infolge der Anwesenheit der nicht untergehenden Sonne für die Ausstrahlung keine günstigen Bedingungen vorhanden sind. Außerdem giebt es keine kälteren Gegenden, von denen der Wind eine niedrige Temperatur mitbringen könnte. Wahrscheinlich ist, daß auf der nördlichen Halbkugel mitten im Sommer überall die mittlere Temperatur höher als 0° ist. Die Beobachtungen auf Spitzbergen,

Nowaja-Semlja und auf dem Meere im Norden von ihnen zeigten, daß auch dort die Temperatur im Sommer sehr beständig ist und zwar aus denselben Gründen. An den nördlichen Ufern Sibiriens ist die Veränderlichkeit der Temperatur natürlich größer, da im Süden der bedeutend erwärmte Kontinent einen Einfluß auf die Temperatur üben muß.

Die geringste tägliche Veränderung zeigt sich natürlich in der Nähe des Äquators. In der Tabelle erscheint Guayana als Repräsentant eines ähnlichen Klimas. —

Kapitel 16.

Allgemeine Bemerkungen über die Verteilung der Temperatur auf dem Erdballe.

Die einzige Wärmequelle, welche groß genug ist, um einen bedeutenden Einfluß auf die Temperatur der Oberfläche der Erde und die Luft zu haben, ist die Sonne: es ist daher natürlich, daß sich viele bedeutende Gelehrte mit dem Probleme der Sonnenstrahlung beschäftigt haben,*) so daß es jetzt astronomisch als ziemlich gut durchgearbeitet zu betrachten ist. Es giebt also Berechnungen, welche uns zeigen, wie sich die relative Menge der an der Grenze der Atmosphäre erhaltener Sonnenwärme ändert je nach der Breite und Jahreszeit. Aber es darf nicht vergessen werden, daß es Relativzahlen sind, die eigentliche Sonnenkonstante ist uns noch nicht bekannt, ebensowenig ist noch sicher, ob alle Breiten der Sonne dieselbe Wärmemenge von einer gegebenen

*) Ich gebe die Titel der wichtigsten dieser Untersuchungen:

Lambert, Pyrometrie. Berlin 1779.

Poisson, Theorie mathematique de la chaleur. Paris 1835.

Meech, on the relative intensity of the heat and light of the sun. Smiths Contrib. v. IX. Washington 1856.

C. Wiener, Über die Stärke der Bestrahlung der Erde durch die Sonne. Schlömilchs Zeitschrift für Mathematik 1877.

Angot, Recherches theoriques sur la distribution de la chaleur à la surface du globe. Annales du bureau Central-Meteor. 1883.

Ferrel, Temperature of the atmosphere and earth's surface. Professional papers of the Signal service XIII. Washington 1879.

Fläche ausstrahlen und ob sich die ausgestrahlte Sonnenwärme in der Zeit verändert oder nicht. Dann gelangt bei weitem nicht die ganze Sonnenwärme zur Erde, sondern je nach der Beschaffenheit der Atmosphäre wird mehr oder weniger absorbiert.

Wenn auch die Absorption je nach Beschaffenheit der Atmosphäre sich ändert, so ist es doch wichtig, dieselbe in Betracht zu ziehen, da der Auffallwinkel der Sonnenstrahlen nicht derselbe bleibt und in den höheren Breiten die Sonnenstrahlen eine viel größere Schicht der Atmosphäre zu durchdringen haben.

Daher gebe ich einige Zahlen aus der Arbeit von Angot, welcher die Absorption berücksichtigt und dazu die von Maurer erhaltenen Zahlen benutzt.*)

Die Methoden der Berechnung sind in den betreffenden Abhandlungen zu finden. In den folgenden Zahlen bedeutet 1000 die Menge Sonnenwärme, welche bei mittlerem Abstande der Erde von der Sonne an den Tagen des Äquinoktiums an der Grenze der Atmosphäre unter dem Äquator erhalten wird.

Wenn die atmosphärische Absorption nicht berücksichtigt wird (Diathermansie = 1), so wird an den Tagen der Sonnenwende und mehr als einen Monat vorher und nachher die größte Menge Sonnenwärme, an den Polen erhalten, am meisten am Südpol, weil während des südlichen Sommers die Erde der Sonne näher ist, als während des nördlichen. Schon bei der Annahme einer Diathermansie von 0.8 verschwindet dieses Maximum an den Polen und wird unter etwa 36^0 gefunden, nehmen wir 0.7 an, so ist das Maximum unter $34.^0$, bei der Annahme von 0.6 unter $32\frac{1}{2}^0$.

Ich gebe nach den Tabellen von Angot folgende Mittel: Es bedeutet 1 D eine Diamthermansie von 1, 0.8 D eine von 0.8 u. s. w.

---

*) Maurer, sur la theorie de l'absorption atmosphérique de la radiation solaire, Arch. sc. phys. v. IX, p. 374. Genève 1883.

Breite	Jahresmittel			Größte an einem Tage			Kleinste an einem Tage		
	1. D.	$0_{\cdot 8}$ D.	$0_{\cdot 6}$ D.	1. D.	$0_{\cdot 8}$ D.	$0_{\cdot 6}$ D.	1. D.	$0_{\cdot 8}$ D.	$0_{\cdot 6}$ D.
90° N.	—	—	—	1210	691	335	0	0	0
70° N.	412	202	131	1137	680	393	0	0	0
60° N.	546	324	185	1101	730	456	56	5	0
50° N.	658	414	248	1112	771	507	198	73	22
40° N.	759	505	316	1115	796	536	360	184	84
30° N.	845	581	378	1096	794	541	524	312	171
20° N.	907	640	424	1052	763	523	681	442	267
10° N.	945	677	456	1010	734	504	825	566	363
0°	959	690	466	1010	737	506	888	629	416
30° S.	845	581	378	1170	848	578	491	292	160
50° S.	658	414	248	1188	824	541	185	68	20
90° S.	398	187	78	1293	738	358	0	0	0

Die hier gegebenen Zahlen bei der Annahme einer Diathermansie der Luft von $0_{\cdot 8}$ und $0_{\cdot 6}$ zeigen also schon eine Abnahme der am Tage des Solstitiums erhaltenen Wärme von resp. 36° und 37° nach den Polen und sind daher sehr verschieden von denjenigen, welche erhalten werden, wenn die Absorption der Sonnenwärme durch die Atmosphäre nicht in Betracht gezogen wird. Die hier angenommenen Zahlen sind also mit den wirklichen Verhältnissen viel mehr übereinstimmend, welche eine Zunahme der Mitteltemperatur des wärmsten Monats vom Äquator nach Norden und Süden zeigen, etwa bis 30°, besonders in ausgedehnten Kontinenten.

Auf der südlichen Halbkugel sind die Differenzen der am Tage der winterlichen Sonnenwende erhaltenen Temperaturen bedeutend größer, als auf der nördlichen; dies müßte die jährliche Amplitude steigern. Bei den jetzigen geographischen Verhältnissen wird dies durch das Vorwalten der Ozeane auf der südlichen Halbkugel verdeckt, wenigstens in den mittleren Breiten, in den niedrigsten aber, wo fast ebensoviel Land auf beiden Halbkugeln ist, hat die südliche Halbkugel eine größere jährliche Wärmeschwankung (s. weiter die Mitteltemperaturen der Breitekreise.)

Es ist jedenfalls richtig, die Absorption der Wärmestrahlen der Sonne durch die Luft zu berücksichtigen, wenn auch das Maß dieser Absorption je nach Umständen ein sehr verschiedenes sein kann.

Andererseits ist bis jetzt die Frage sehr wenig betrachtet worden, was aus dieser Wärme wird und ob sie wirklich für die Erde oder selbst den betreffenden Breitegrad verloren geht. Ich würde zu der Meinung hinneigen, daß durch die atmosphärische Absorption freilich ein Teil der Sonnenwärme für die Erde verloren geht, aber nicht der ganze absorbierte Teil.

Ohne mich auf die so oft umstrittenen Fragen der größeren oder geringeren Menge Wärme, welche verschiedene Substanzen absorbieren, einzulassen, begnüge ich mich damit, die Substanzen, welche dabei thätig sind, in drei zu teilen.

1. die gasförmigen Bestandteile der Atmosphäre, von welchen besonders der Wasserdampf und die Kohlensäure wichtig sind, weil sie eine viel geringere Diathermansie haben, als Sauerstoff und Stickstoff. Es ist zu bemerken, namentlich in betreff des Wasserdampfes, daß hier die Absorption besonders in den unteren Schichten vor sich geht und die absorbierte Wärme wohl zum größten Teile bleibt.

2. Wasserteilchen in fester und flüssiger Form — Wolken. Diese können natürlich einen viel größeren Prozentsatz Sonnenwärme absorbieren, ja, wenn sie dicht genug sind und die Sonnenstrahlen schräg auffallen, nahezu die ganze zugestrahlte Wärme. Die obere Fläche der Wolken strahlt Wärme aus und namentlich für die höheren Wolken ist die Ausstrahlung bedeutend, denn die höheren Luftschichten sind sehr diatherman; so kann denn ein ziemlich großer Teil der von den Wolken absorbierten Wärmestrahlen der Sonne für die Erde verloren gehen. Jedoch bei weitem nicht das Ganze; denn die oberen Teile der Wolkenschicht schützen die unteren vor Ausstrahlung.

3. Die fein verteilten festen organischen und anorganischen Bestandteile, welche man gewöhnlich als Staub bezeichnet. In einigen Gegenden der Erde, namentlich in Hoch-Asien, ist die Luft fast beständig mit Staub erfüllt, welcher also ein bedeutender klimatologischer Faktor wird. Eine stauberfüllte Atmosphäre ist für die Wärme- wie auch für die Lichtstrahlen der Sonne weniger durchsichtig als eine staubfreie; also wird eine gewisse Menge

Sonnenwärme jedenfalls durch den Staub absorbiert; jedoch ist es wahrscheinlich, daß vom Staube eine relativ kleinere Menge wieder in den Himmelraum ausgestrahlt wird, als von den Wolken und zwar darum, weil der Staub sehr weit verteilt ist, jedoch nirgends in so großer Menge vorkommt wie Wasserteilchen in fester oder flüssiger Form in der Wolkenschicht. Der Staub ist am dichtesten in den unteren Luftschichten vorhanden, daher nimmt die Menge wie auch die Größe der Teilchen nach oben ab. Jedoch finden sich sehr kleine Mengen auch in bedeutenden Höhen. Also ist die Strahlung der Staubteilchen durch andere gehemmt, doch muß man beachten, daß früher oder später der Staub wieder zur Erde fällt.

Alle diese Verhältnisse sind wichtiger für die höheren als für die niedrigeren Breiten. Denn in den ersteren fallen die Sonnenstrahlen immer schräg auf, haben also immer eine viel größere Schicht der Atmosphäre zu durchdringen.

Ich bemerkte das Obige hauptsächlich darum, um zu zeigen, daß wir mit der Annahme sogar einer ziemlich bedeutenden atmosphärischen Absorption der Sonnenwärme das Problem des kalten Sommers in den Polarländern keineswegs gelöst haben, daß also andere Ursachen dabei wirksam sind, von welchen in den früheren Kapiteln schon die Rede war. Auf den Breiten jenseits 70° N. Br. ist das Land überall den Meeren benachbart und zwar Meeren, welche, einen kleinen Teil des europäischen Nordmeeres ausgenommen, große Eismengen haben, deren Schmelzen bedeutende Wärmesummen in Anspruch nimmt. Wenn das ganze Eis geschmolzen ist, so bleibt doch viel kaltes Wasser auf der Oberfläche. Daß sich die Sache wirklich so verhält, sehen wir beim Vergleich der nördlichen und südlichen Halbkugel. Auf der letzteren wurde die Mitteltemperatur des Sommers unter 50° so kalt gefunden, wie auf der nördlichen Halbkugel unter 70°, denn dort ist einerseits viel mehr Wasser, andererseits werden diese Gewässer in viel höherem Maße durch die Eisschmelze und kalte Winde abgekühlt. Was auf der südlichen Halbkugel vom 50° an vorkommt, das wirkt auf der nördlichen vom 70° an.

Dort, wo Kontinente weit nach Norden vordringen, ist eine ziemlich hohe Sommertemperatur, wie z. B. in Werchojansk, nördlich vom 67° N. Br., wo die Mittagstemperatur des Juli

über 15°, das absolute Maximum über 30° erreicht. Ich bin überzeugt, daß wenn sich um den Pol herum ein Kontinent erstreckte, welcher gegen die kalten Winde der eiserfüllten Meere geschützt wäre und auf dem wenig Schnee fiele, der mithin rasch schmelzen könnte, wir auf einem solchen Raum eine Sommertemperatur hätten, höher als in Werchojansk, weil dieser Ort gegen die kalten Winde der Meere keineswegs ganz geschützt ist.

Ich habe mich etwas über diesen Gegenstand verbreitet, weil uns die niedrige Mitteltemperatur des Sommers in hohen Breiten etwas so Gewohntes ist, daß zu leicht die eigentliche Ursache übersehen wird.

Anders ist es mit dem Einflusse von Land und Meer auf die Temperatur, genauer ausgedrückt mit dem Einflusse der großen Wärmekapazität des Wassers und der kleinen Kapazität des Festlandes. Diese ist bis zum Überdrusse behandelt worden und ich mußte im Kap. 6 auf die oft übersehene, aber viel wichtigere Eigenschaft des Wassers, die Beweglichkeit der Teilchen, aufmerksam machen. Hier noch eine Bemerkung: Wenn die große Wärmekapazität des Wassers die Hauptsache wäre bei der Milderung der Extreme der Temperatur und ganz besonders bei Verhinderung sehr niedriger Temperaturen, wie kommt es dann, daß in den Erdräumen, wo der Winter am kältesten ist, die Erde zu dieser Jahreszeit eine Schneedecke besitzt, also Wasser in fester Form?

Ein Blick auf jede Isothermenkarte zeigt, daß namentlich im Winter andere Einflüsse als die Kontinentalität die Verteilung der Temperaturen beeinflussen und daß die niedrigsten Wintertemperaturen in dem östlichen Teile der beiden Nordkontinente zu finden ist. Dies kommt von den vorwaltenden W.-Winden nördlicher Breiten, welche den östlichen Teilen der Kontinente Luft aus dem Innern bringen.

Es ist leicht zu sehen aus der Tabelle über die Menge der Sonnenwärme, welche die Erde in verschiedenen Jahreszeiten erhält, daß die jährliche Amplitude der Temperatur im großen und ganzen mit der Breite wachsen muß, denn je höher die Breite, desto größer ist der Unterschied in den Jahreszeiten, desto mehr konzentriert sich die von der Sonne erhaltene Sonnenwärme, hauptsächlich auf einen kürzeren Zeitraum, bis endlich jenseits der Polarkreise

an einem Tage gar keine Sonnenwärme erhalten wird, an den Polen selbst während sechs Monaten nicht.

Die höchste Temperatur fällt nicht mit dem Tage der Sonnenwende zusammen, sondern verspätet sich im Mittel um etwa einen Monat, so daß auf der nördlichen Halbkugel der Januar der kälteste, der Juli der wärmste Monat ist, im Süden umgekehrt. Aber dem ist nicht überall so, ja es giebt ausgedehnte Gegenden der Erde, wo die höchsten und niedrigsten Temperaturen des Jahres auf andere Monate des Jahres fallen, und dies hängt teilweise von den astronomischen, teilweise von den physikalischen Verhältnissen ab. Auf ausgedehnten Meeresräumen wirkt die große Wärmekapazität des Wassers in der Art, daß nicht nur Temperaturamplituden abgestumpft werden, sondern auch die Eintrittszeiten der höchsten und niedrigsten Temperaturen im Jahre sich verspäten. So finden wir häufig auf der nördlichen Halbkugel die höchste Temperatur auf den Meeren im August, die niedrigste im Februar. In dieser Hinsicht ist noch zu bemerken, daß auf den Meeren höherer Breiten der Eintritt der niedrigsten Temperatur sich mehr verspätet als derjenige der höchsten. Die Ursache ist wohl die, daß die Eisbildung am Anfang und in der Mitte des Winters ein großes Sinken der Temperatur verhindert, im Februar aber, zuweilen selbst im März auf großen Massen des gebildeten Eises die Abkühlung groß werden kann.

An Meeresufern niedrigerer mittlerer Breiten (etwa 30° bis 45°) ist die Verspätung der höchsten Temperatur größer, als die der niedrigsten: so ist an vielen Punkten am Ufer des Mittelmeeres, an der Ostküste des Schwarzen Meeres, in Japan ꝛc. der kälteste Monat der Januar, der wärmste der August.

In den Breiten jenseits 75° N. ist der kälteste Monat der Februar, in der Nähe des Nordpols wahrscheinlich der März. Dies ist eine Wirkung der langen Polarnacht, die Kälte muß im ganzen gegen Ende derselben am größten sein. Eine ähnliche Verspätung der höchsten Temperatur ist nicht vorhanden, denn, wenn in den höchsten Breiten auch im August die Sonne nicht untergeht, so fallen ihre Strahlen doch schon sehr schräg ein. (Am Nordpol ist die Sonnenhöhe am 21. Juni $23\frac{1}{2}°$, am 21. Juli $21\frac{1}{2}°$, am 21. August 12°.)

In den Tropen passiert die Sonne zweimal den Zenith des

Ortes, und daher sind auch so zu sagen, die Voraussetzungen zu einer doppelten jährlichen Periode vorhanden, aber sie ist bei weitem nicht überall vorhanden. In der Nähe der Tropen ist die Wärme, welche von der Sonne erhalten wird, während eines Monats vor und nach der Sonnenwende so wenig verschieden, daß der Unterschied an sich nicht im stande ist, auf die Temperaturen zu wirken, und näher an den Äquator ist selbst im Laufe des ganzen Jahres die an einem Tage erhaltene Wärmemenge wenig verschieden.

Ich betrachte die beiden Teile der Tropenzone besonders. Zwischen 15° N. Br. und dem Wendekreise ist der kälteste Monat überall im Winter, meistens im Januar, während der wärmste in vielen Gegenden noch vor dem ersten Durchgange der Sonne durch den Zenith des Ortes ist. Dieses frühe Maximum hängt davon ab, daß die Regen später beginnen, und dann die Bewölkung viel Sonnenwärme absorbiert, während die Verdunstung des Regenwassers mit einem Umsatze der Wärme in Arbeit verbunden ist. Daß wirklich die Regen und die Bewölkung diese Erscheinung bewirken, ist daraus zu ersehen, daß sie in Indien sogar nördlich vom Wendekreise eintritt; bis etwa 25° N. Br. ist der Mai, bis über 31° N. Br. der Juni der wärmste Monat. Auf den nördlicheren westindischen Inseln zwischen 23° — 15° N. Br., wo die Scheidung von Regen- und Trockenzeit weniger scharf ist, herrscht die höchste Wärme im Juli oder August.

Näher am Äquator ist der Einfluß der Regenzeit noch größer und oft ist hier der Juli kälter, als der Januar, so z. B. in Lado am oberen Nil und auf der Insel Fernando Po an der Küste von Westafrika ($3^1/_2$° N. Br.) In diesen Gegenden ist auch schon der Einfluß kälterer Luftströmungen von Süden im südlichen Sommer zu sehen, noch mehr aber z. B. zwischen 0° — 1° N. Br. am Gabun und auf der Insel St. Thomé (Tab. 1), wo der Juli kälter ist, als der Januar, trotzdem am ersteren fast kein Regen fällt.

In den südlichen Tropen sind meistens die wärmsten Monate Januar oder Februar, die kältesten Juni oder Juli, nur in der Nähe des Äquators ist es zuweilen verschieden (so z. B. in Batavia). Daß aber in der Nähe der Tropen die höchste Temperatur schon vor der Sonnenwende eintrete, wie in Indien, kommt auf der südlichen Halbkugel nicht vor.

Ich berühre hier nur die Eintrittszeiten der höchsten und niedrigsten Temperaturen. Einige andere Verhältnisse des Temperaturganges im Laufe des Ganges sind in dem Kapitel 29 besprochen worden.

Die Erde wird gewöhnlich in drei Zonen geteilt, die kalten, gemäßigten und warmen, wobei gewöhnlich auch die astronomischen Wendepunkte als Grenzen angenommen werden, d. h. die Wendekreise und die Polarkreise. Wenn die Temperaturen allein in Betracht gezogen werden, so ist diese Einteilung natürlich nicht stichhaltig, denn schon die Höhe bewirkt in manchen Tropenländern eine niedrigere Temperatur, als in mittleren Breiten. Jedoch das Verhältnis der Erde zur Sonne ist so wichtig, daß die Einteilung in Breitezonen beibehalten werden muß, aber die Wendekreise und Polarkreise sind nicht die besten Grenzen der Zonen. Nicht nur ist die Temperatur auch jenseits der Wendekreise hoch, sondern auch die charakteristische Luftströmung der Tropen, die Passate, reichen über sie hinaus. Es könnte wohl sogar der 30° N. und S. Br. als Grenze angenommen werden, jedoch ist diese Grenze auch nicht ganz gut, weil schon etwas jenseits des 25° im Winter W.-Winde die Herrschaft erhalten, namentlich auf den Ozeanen und den benachbarten Teilen der Kontinente, und diese W.-Winde ein charakteristisches Merkmal mittlerer Breiten sind. Ich nehme als Grenze den 25° N. und S. Br., weil so eine runde Zahl von Graden erhalten wird und die den Tropen beigezählten Gegenden in ihren klimatischen Verhältnissen wirklich tropisch sind.

Als Grenzen der kalten oder Polarzonen nehme ich den 65° N. und S. Br. an. Jenseits dieser Grenze ist selbst auf der nördlichen Halbkugel der Sommer so kurz und kühl, daß der Landbau fast nirgends getrieben wird und daß fast nur Fischfang und Jagd die Menschen hier festhalten.

In diesen Grenzen ist der Flächenraum der einzelnen Zonen in 1000teln folgender:

tropische oder warme Zone	417
mittlere oder gemäßigte Zonen	490
kalte oder Polarzonen	93.

Hieraus ist also zu ersehen, wie klein der Raum ist, welchen die kalten Zonen einnehmen, es ist daher wohl der indirekte Schluß erlaubt, daß auch ihr Einfluß auf die Klimate des Erdballes verhältnismäßig unbedeutend sei. Ich betone dieses hauptsächlich darum, weil die uns so geläufigen Karten in Mercators Projektion, wie bekannt, die höheren Breiten in viel größerem Maßstabe darstellen als die niederen, und unser Auge sich unwillkürlich daran gewöhnt.

Höchst wichtig ist auch der Umstand, daß die Tropen beider Halbkugeln unmittelbar aneinander grenzen; dieser große Raum muß einen großen Einfluß auf die mittleren und höheren Breiten beider Halbkugeln üben. Über 75 Prozent der Tropen sind mit Meer bedeckt und diese tropischen Meere sind in vieler Hinsicht als Regulatoren der Klimate zu betrachten. Namentlich ist ihr Einfluß wichtig, 1) weil ihre zentrale Lage zwischen den beiden gemäßigten Zonen ihnen dies erleichtert, 2) weil sie wegen der hohen Temperatur der Oberfläche dieser Meere und der Wirkung der Sonnenstrahlen mehr Wasser verdunsten, 3) weil Meeresströmungen dieses warme Wasser nach den Meeren mittlerer Breiten bringen.

Bei der großen Wärmemenge in Kalorien, welche die Tropen erhalten, bei der großen Ausdehnung der tropischen Meere und der Wärmekapazität des Wassers sind selbst sehr kleine Änderungen in der Temperatur ihrer Oberfläche höchst wichtig auch für die mittleren Breiten und bei allen Untersuchungen, welche auf die Veränderungen in der Energie der Sonnenstrahlen gerichtet sind, müßte auf die Verhältnisse der Tropen ein besonderes Augenmerk gerichtet werden.

Aus den allgemeinen Verhältnissen folgt, daß dort nicht nur die jährlichen periodischen Änderungen der Temperatur klein sein müssen, sondern auch die unperiodischen und zwar aus der Ursache, daß hier überhaupt die Wärme im Raume gleichmäßiger verteilt ist und also die Winde keine so kontrastierenden Temperaturen bringen können, wie in mittleren und höheren Breiten. Je näher dem Äquator, desto wichtiger ist verhältnismäßig die tägliche Periodizität der Sonnenstrahlung und der Temperatur. Denn die Tageslänge ist im ganzen Jahre gleich und die Menge der an einem Tage

erhaltenen Sonnenwärme ändert sich sehr wenig. Es ist schon lange der Ausspruch giltig, „die Nacht ist der Winter der Tropen". Daraus entwickeln sich einige klimatische Eigenschaften, welche sehr verschieden sind von dem, was wir in unseren mittleren Breiten kennen.

Ich will daher eine kurze Charakteristik des Äquatorialklimas geben, wozu ich die Breiten bis 10° oder 15° auf beiden Seiten des Äquators rechne. Ich weiß aus eigener Erfahrung, daß es sehr schwer ist, sich a priori eine richtige Vorstellung davon zu machen.

Ich habe im Kap. 37 einige Zahlen für Batavia gegeben, d. h. für einen der am meisten charakteristischen äquatorialen Klimate der Erde. Wegen der großen Sonnenhöhe am Mittag und der Länge der Nacht sollten die täglichen Amplituden der Temperatur groß sein, jedoch sie werden dadurch sehr gemildert, daß in der Nähe des Äquators mehr als $^3/_4$ der Fläche vom Meer eingenommen wird und auch auf den Kontinenten die üppige Vegetation, namentlich in den ausgedehnten Wäldern, in derselben Richtung wirkt. Durch diese Verhältnisse wird die Feuchtigkeit der Luft in Äquatorialklimaten sehr groß und dies hat einen bedeutenden Einfluß auf die organische Welt. Wenn wir erfahren, daß in der Nähe des Äquators meistens keine Temperaturen höher als 35° beobachtet werden, so mag es uns scheinen, daß die Hitze nicht besonders lästig ist; denn auch in Zentraleuropa sind solche Temperaturen im Innern des Landes im Sommer nicht selten, ja es werden auch noch höhere beobachtet. Jedoch ist die physiologische Wirkung sehr verschieden, weil in mittleren Breiten diese hohen Temperaturen meistens bei geringer relativer Feuchtigkeit vorkommen, am Äquator aber bei hoher. Dadurch wird in letzterem Falle der Einfluß der Hitze durch Perspiration wenig gemildert. Temperaturen von 25° scheinen uns nicht hoch, aber eine ganz andere Sache ist es, daß auch die Temperaturen unter 20° selten sind; also eine beständige, nicht hochgradige, feuchte Hitze.

Der Körper gewöhnt sich so sehr an diese beständige Hitze und Feuchtigkeit, daß Temperaturen von 25°—27° in der Mitte des Tages bei starkem Seewinde als Kälte empfunden werden,

und sinkt einmal in der Nacht das Thermometer unter 22°, so spricht man davon als von einer außerordentlichen Kälte.

Gewöhnlich werden häufige und ergiebige Regen als besonders charakteristisch für die Äquatorialregion betrachtet, im Gegensatz zu den Regionen näher an die Tropen; jedoch ist dies nicht richtig und ich betrachte häufige Regen als weniger charakteristisch für die Äquatorialregion als die Gleichmäßigkeit der Temperatur im Jahre und eine große relative Feuchtigkeit; denn die letzten zwei Verhältnisse sind in viel ausgedehnteren Gebieten verbreitet als häufige und ergiebige Regen in allen Monaten. Da die Meere mehr als $^3/_4$ der Fläche am Äquator einnehmen, so sind die ozeanischen Verhältnisse als typisch zu betrachten. Aus Kap. 21 ist zu ersehen, daß es auf dem Atlantischen Ozeane überall in den Tropen und selbst unter dem Äquator Monate fast ohne Regen giebt. Auf dem Pazifischen Ozeane giebt es kleine Inseln unter dem Äquator, wo das ganze Jahr sehr regenarm ist; während die zwei anderen charakteristischen Merkmale, d. h. Gleichmäßigkeit der Temperatur und große relative Feuchtigkeit, auch dort vorhanden sind. Häufige Regen in der Nähe des Äquators sind vielmehr eine Erscheinung, welche durch lokale Verhältnisse erklärt wird. Die Wälder sind in dieser Hinsicht sehr wichtig, wie aus Kap. 13 zu ersehen ist.

Am Äquator, wie überhaupt in den Tropen, ist die Wärmeschwankung im Jahre so gering, daß die Erscheinungen des Pflanzenlebens nahezu allein von den Regen abhängen. Dort, wo die Trennung von Regenzeit und Trockenzeit scharf ist, wo während der ersteren eine Ruhezeit der Vegetation eintritt, dort ist das Erwachen der Vegetation ein außerordentlich rasches. In Zentral- und namentlich in West-Europa wird die rasche Folge der Erscheinungen des russischen Frühlings mit Recht hervorgehoben im Gegensatze zu dem langsamen Gange der Dinge in diesen Gegenden. Aber selbst unser russischer Frühling ist langsam im Vergleiche zu demjenigen der Tropengegenden, wo nach langer Dürre starke Regen fallen. Die Ursache ist darin zu suchen, daß Wärme genug vorhanden ist zu der üppigsten Vegetation, es fehlt nur die Feuchtigkeit dazu.

Dort, wo ein genügender Vorrat derselben das ganze Jahr vorhanden ist, nimmt hingegen die Vegetation einen unperiodischen

Typus an: man findet das ganze Jahr auf demselben Baume Knospen, Blüten und reife Früchte.

Mitteltemperatur der Breitenkreise.

	Nördliche Halbkugel.			Südliche Halbkugel.		
Breite	Jahr	Januar	Juli	Jahr	Januar	Juli
90°	(—20.0)	(—36.0)	(2.0)			
80°	—16.5	—32.0	2.6			
70°	—19.9	—25.5	7.2			
65°	—4.3	—22.5	12.2			
60°	—0.8	—16.0	14.1			
55°	2.3	—10.9	15.7	3.1	4.6	—0.6
50°	5.6	—7.2	18.1	5.9	8.0	3.2
45°	9.6	—2.3	20.8	8.9	12.5	6.7
40°	14.0	3.9	23.8	11.8	16.1	9.7
35°	17.1	8.8	25.8	15.2	19.3	12.4
30°	20.3	13.9	27.3	18.5	22.6	15.3
25°	23.7	18.4	28.0	20.9	24.6	18.1
20°	25.6	21.7	28.1	22.7	25.5	20.5
15°	26.3	23.9	27.9	24.1	25.7	22.6
10°	26.4	25.7	26.7	25.0	25.8	24.0
5°	26.1	26.2	26.1	25.5	26.1	24.9
0°	25.9	26.2	25.4			

Oben ist die Mitteltemperatur verschiedener Breitegrade gegeben, nach den neuesten und genauesten Berechnungen von Spitaler.*) Zum ersten Male wurden sie berechnet von Dove**), späterhin von Forbes***), Ferrel†) und Hann.††) Wenn wir

*) Die Wärmeverteilung auf der Erdoberfläche. Denkschr. der math.-nat. Kl. der K. Akad. der Wissensch. Bd. LI.

**) Verbreitung der Wärme.

***) Trans. R. Soc. Edenb. Band XXII.

†) Meteorological researches.

††) Temperatur der südl. Hemisph. Sitzb. Wien. Akad. Januar 1882 und Handbuch der Klimatologie. Stuttgart 1883.

die verschiedenen Berechnungen unter sich vergleichen, so ist der Unterschied nicht sehr groß. Freilich wurden seit der ersten Berechnung Doves ganz neue Gebiete der Forschung erschlossen und im einzelnen ist leicht zu sehen, wie sehr verschieden die Isothermen in Doves „Verbreitung der Wärme" und in den jetzigen Darstellungen sind. So z. B. findet sich in den ersten Isothermen Doves keine Ahnung von den äußerst niedrigen Temperaturen des Juli an der Kalifornischen Küste und von der sehr hohen Temperatur in dem Thale des Colorado. Jedoch auf die mittlere Temperatur der Breitekreise ist der Einfluß nicht sehr groß, denn meistens erwies sich das eine Gebiet einer bestimmten Breite kälter, ein anderes aber wärmer, als man früher vermutete. So ist denn der Unterschied der Temperatur der Breitekreise nach den Tabellen von Dove und Spitaler von 40° S. Br. bis 60° N. Br. nirgends über 1°, wobei zu bemerken ist, daß nach Spitaler die Breiten 40° S. Br. bis 10° N. Br. kälter sind, diejenigen von 20° N. Br. bis 60° N. Br. wärmer als nach Dove.

Jedoch für die höchsten Breitegrade, deren Temperatur Dove berechnete, ist der Unterschied ziemlich erheblich. Die jetzt gemachten Beobachtungen zeigen nahezu überall eine niedrigere Temperatur auf dem 80° N. Br., als Dove vermutete, und daher müssen wir auch eine niedrigere Temperatur für den Nordpol annehmen, als früher wahrscheinlich erschien. Für 70° N. giebt Spitaler eine um 1.0^0 niedrigere Temperatur, für 80° N. um 2.5^0, für 90° N. um 3.5^0.

Wichtiger als dieses ist die immer noch bestehende Meinungsverschiedenheit über die Mitteltemperaturen der Breitekreise südlich vom 40° S. Br. Dieselben wurden von Dove nicht berechnet, weil zu jener Zeit noch zu wenig Beobachtungen vorlagen. Später war es besonders das Verdienst Hanns, daß die Temperaturen der mittleren und südlichen Breiten mehr und mehr die Aufmerksamkeit auf sich zogen. In der letzten Zeit ist in den Ansichten über die Temperaturen in diesen Breiten eine Wendung eingetreten. Die Breiten von 0° bis 40° S. sind kälter als die entsprechenden nördlichen Breiten, und man betrachtete es lange als vollständig ausgemacht, daß die Mitteltemperatur der südlichen Halbkugel überhaupt niedriger sei als diejenige der nördlichen.

Hann kam bei seinen Untersuchungen zu einem etwas ver-

schiedenen Schlusse, nämlich zu dem, daß die Mitteltemperatur beider Halbkugeln dieselbe sei und daß die niedrigen Breiten der südlichen Halbkugel wohl kälter, die höheren aber, von etwa 40° S. an, wärmer seien, als die entsprechenden Breiten der nördlichen; und zwar soll^te dies davon abhängen, daß auf der südlichen Halbkugel die Meere entschieden vorwalten und die Meere in niedrigen Breiten kühler, in höheren wärmer, als die Landflächen seien. Er citiert u. a. die Untersuchungen von Forbes und giebt dessen Formel, nach welcher man die Temperatur eines ganz aus Land- und Wasserflächen bestehenden Parallels berechnen könnte. Ich will nur die Resultate der Berechnung nach dieser Formel für die zwei extremen Breitenkreise angeben.

	Äquator	Pol
a	$22._2$	$-10._8$
b	$44._8$	$-32._0$

Hier bedeutet a eine Halbkugel, welche ganz aus Wasser, b eine solche, welche ganz aus Land besteht.

Diese Formel ist jedenfalls eine empirische und nicht eine rationelle, bei der Verwickelung der Verhältnisse ist es daher am besten, sie nach ihren Resultaten zu prüfen.

Die Temperatur von $-10._8°$ für den Pol inmitten einer Wasserhemisphäre gilt natürlich für den Fall, wenn kein Eis auf dem Meere ist; diesen Fall vorausgesetzt, scheint sie mir entschieden zu niedrig, denn die Oberfläche des Meeres könnte ohne Eisbildung sogar nicht bis auf —4° erkalten. Die Luft auf dem Meere findet man gewöhnlich um $^1/_2$° bis 1° kälter als die Meeresoberfläche. Aber ganze 7° kälter kann sie nur dann sein, wenn in der Nähe viel kältere Flächen existieren, welche die Luft abkühlen. Bei der Hypothese von Forbes sind kältere Land- und Eisflächen vollständig ausgeschlossen. Woher würde denn die Kälte kommen?

Eine mittlere Jahrestemperatur von —32° scheint mir unverhältnismäß niedrig selbst für einen landumringten Pol. Von allen uns bekannten Orten höherer Breite, wo Beobachtungen vorliegen, ist Werchojansk im Winter der kälteste und doch ist dort eine Sommertemperatur von über $15._1°$, obgleich hier sehr kalte Meere in der Nähe sind. Auf einem landumringten Pole würde der Schneefall sehr gering sein, der Schnee würde bald

schmelzen und im Sommer würden sich entschieden weit höhere Temperaturen entwickeln als in Werchojansk, weil in der Nähe keine abkühlenden Einflüsse von Meer und Eis vorhanden wären.

Bei der Betrachtung der Temperatur des Nordpols sind wir auf Hypothesen beschränkt, anders für den Äquator. Wenn die Temperatur eines Äquators inmitten einer Wasserhalbkugel so niedrig sein soll, wie sie Forbes sich denkt ($22._2°$), warum finden wir denn nichts Annäherndes selbst inmitten eines so ausgedehnten Ozeans, wie des Pazifischen? Warum sinkt die Lufttemperatur nicht von den Küsten zum Ozeane? Nicht nur der Pazifische Ozean, sondern auch selbst der Atlantische sind ausgedehnt genug, damit die Kontinente keinen Einfluß auf die Lufttemperatur in ihrer Mitte hätten. Dies beruht auf der Erstreckung der Ozeane und auf der Wärmekapazität des Wassers.

Der Einfluß der Kontinente ist selbst an den Ufern der Meere so wenig fühlbar, daß, außer dem südlichen China und vielleicht der Ufer des Mexikanischen Meerbusens, nirgends an den Meeresufern der Tropen Frost vorkommt. Aber mehr als das: in Kanton im südlichen China unter 23° N. Br. haben wir den kältesten Winter der Breite: Mitteltemperatur des Januar $12._7°$ aber in Saigon in Kochinchina unter 11° N. Br. $25._5°$ in demselben Monate. Und doch bringt nach Saigon der N.E.-Monsun die Luft aus dem südlichen China, aber auf etwas über 1000 km warmen Meeres erwärmt sie sich soweit, daß in Saigon die Temperatur des Januar der mittleren des Breitengrades entspricht. So groß ist also der Einfluß des Meeres.

Aus allen Beobachtungen, welche auf den Ozeanen unter dem Äquator gemacht wurden, schließe ich, daß eine Temperatur von etwa 26° den Verhältnissen des Äquators inmitten einer Wasserhemisphäre entspricht. Wo niedrigere jetzt auf den Meeren vorkommen, wie westlich von Südamerika und Südafrika, sind sie auf den Einfluß kalter Meeresströmungen und der längs derselben wehenden kalten Winde zurückzuführen. Ohne die großen Landflächen von Südamerika und Südafrika würden diese kalten Strömungen nicht in meridionalen Richtungen fließen und also nicht Meer und Luft in der Nähe des Äquators abkühlen.

Die Temperatur von $43._1°$, welche nach der betrachteten Hypothese dem Äquator in der Mitte einer Landhalbkugel zukommen soll,

ist noch weniger wahrscheinlich. Eine solche Mitteltemperatur selbst eines Monats wurde selbst in den heißesten Wüstenräumen nicht beobachtet. Außerdem ist zu bemerken, daß in der Nähe der Tropen, während dreier Monate, eine größere Menge Sonnenwärme erhalten wird und zwar darum, weil bei beinahe senkrechtem Auffallen der Sonnenstrahlen am Mittage der Tag bedeutend länger ist. So z. B. ist unter 19° N. Br. während 106 Tagen hintereinander vom 28. April bis zum 12. August die mittägliche Sonnenhöhe 85° bis 90°. Unter dem Äquator aber dauert eine solche mittägliche Sonnenhöhe im Jahre nur 58 Tage und zwar nicht ununterbrochen und bei kürzerem Tage. Es sind also allenfalls in der Nähe der Tropen Bedingungen gegeben, welche zwei oder drei Monaten eine höhere Temperatur geben müssen, als irgend einem Monate am Äquator. Wenn also jetzt nirgends in der Nähe der Tropen eine annähernd so hohe Temperatur, selbst eines Monats, existiert, wie 43.1°, wie ist sie für das Jahresmittel am Äquator möglich? Man bedenke noch, daß bei hoher Erwärmung der Bodenoberfläche die Ausstrahlung sehr rasch zunimmt. Bei großer Trockenheit also werden wir wohl hohe Temperaturen am Tage haben, aber tiefe in der Nacht.

Die Breiten von 0° — 40° der nördlichen Halbkugel sind, wie Hann und Ferrel behaupten, darum kälter, als die entsprechenden Breiten der südlichen Halbkugel, weil sie mehr Land enthalten. Ich will den Einfluß des Landes keineswegs in Abrede stellen, doch aber bemerken, daß gerade in den niedrigsten Breiten von 0° bis 20°, wo dieser Einfluß sich am meisten äußern müßte, der Überschuß des Landes auf der nördlichen Halbkugel sehr unbedeutend ist.

Es sind andere Ursachen, welche das Resultat erklären, wie ich es in dem Kapitel 6 bemerkt habe.

Auf der südlichen Halbkugel sind die Passate regelmäßiger und stärker, als auf der nördlichen; dies beruht namentlich darauf, daß die mittleren Breiten der südlichen Halbkugel abgekühlt werden durch Schmelzen von Eisbergen; der regelmäßigere und stärkere S.E.-Passat überschreitet den Äquator und durch seinen Einfluß wird viel warmes Wasser von der südlichen Halbkugel auf die nördliche gebracht. Der meteorologische Äquator, d. h. die wärmste

Region und diejenige in der Mitte der beiden Passate, findet sich im Atlantischen Ozeane unter etwa 5° N. Br.

Die Thatsachen zeigen uns, daß die nördliche Halbkugel zwischen 0° und 40° wärmer ist, als die südliche, nicht nur auf den Kontinenten, sondern auch inmitten der Ozeane.

Im Kapitel 21 habe ich Mitteltemperaturen von 5° zu 5° Breite für den Atlantischen Ozean gegeben, aus welchen zu ersehen ist, daß die entsprechenden nördlichen Breitegrade alle wärmer sind, als die südlichen; unter 5° beträgt der Überschuß der Temperatur $1_{.6}$°, unter 50° $4_{.8}$°.

Wie oben bemerkt, ist in den Breiten von 50° bis fast 70° N. mehr Festland, als Meer und in diese verhältnismäßig kleinen Meere ergießt sich eine große Menge warmen Wassers, größer wahrscheinlich, als diejenige, welche die viel ausgedehnteren Meere mittlerer Breiten der südlichen Halbkugel erreicht.

Ich gebe nach den Tabellen von Spitaler einen Vergleich der Mitteltemperaturen im Seeklima der nördlichen Halbkugel unter 45° *), 50° **) und 55° ***) mit denjenigen der ihnen entsprechenden Breitekreise der südlichen Halbkugel, welche in diesen Breiten fast ganz aus Meer besteht.

	Breiten.		
	45.0	50.0	55.0
Seeklima der nördlichen Halbkugel	$11_{.8}$	9.0	5.9
Mitteltemperatur der südlichen „	8.9	5.9	3.1
Differenz	2.9	3.1	$2_{.8}$

Die Differenz ist recht erheblich, d. h. die Seeklimate der nördlichen Halbkugel sind bedeutend wärmer.

Als Hann seine Meinung äußerte, jenseits des 40° sei die südliche Halbkugel wärmer, als die nördliche, kam er zu dem Schlusse, daß die Mitteltemperatur beider Halbkugeln etwa gleich sei. Spitaler berechnet die Mitteltemperaturen der Breiten 0° — 45° N. Br. zu 22°, 0° — 45° S. Br. zu 22°, —0° 65°

*) 50° W—10° E und 160° E—120° W.
**) 50° W—15° E und 170° E—120° W.
***) 50° W—25° E und 170° E—130° W.

N. Br. zu $17.7°$, $0° — 65°$ S. Br. zu $17.6°$, wobei natürlich einige Willkür in der Annahme über die Temperaturen zwischen $55° — 65°$ S. Br. nicht zu vermeiden ist. Jenseits des $65°$ S. Br., namentlich aber des $70°$ S. Br., ist keine Ursache vorhanden, daß die südliche Halbkugel wärmer sein soll, als die nördliche in denselben Breiten, denn auf dem Eise können ebenso niedrige Temperaturen im Winter entstehen, als auf dem Festlande. Jedoch können diese Breiten an dem allgemeinen Resultate sehr wenig ändern wegen ihrer unbedeutenden Ausdehnung. Die Mitteltemperatur der Luft auf der ganzen Erde im Meeresniveau ist etwa $15°$ und zwar auf der nördlichen Halbkugel ein wenig höher, als auf der südlichen.

Mit Hülfe der oben (S. 336) citierten Zahlen für die höheren Breiten der südlichen Halbkugel kommt Spitaler zu dem Schlusse, daß im:

		Januar	Juli
die Mittel-temperatur	der nördlichen Halbkugel	8.0	22.5
	der südlichen Halbkugel	17.5	12.3
	der Erde	12.8	17.4

betragen; durch die genaueren Zahlen, die wir jetzt besitzen, wird das von Dove gefundene Resultat bestätigt, daß die ganze Erde im Januar bedeutend kühler ist, als im Juli, trotzdem im ersteren Monate mehr Wärme von der Erde empfangen wird. Im Januar fällt nämlich der kalte Winter der nördlichen mit dem kühlen Sommer der südlichen Halbkugel zusammen, im Juli der heiße Sommer der nördlichen mit dem milden Winter der südlichen.

Die Größe der jährlichen Wärmeschwankung auf der nördlichen Halbkugel tritt auch deutlich aus diesen Zahlen hervor. Dieses wichtige klimatologische Element hat vor kurzem auch eine gediegene kartographische Darstellung erhalten*), auf welche ich hier nur verweisen kann.

Interessant ist auch der Vergleich zweier Erdhälften, von

*) Supan, Die Größe der jährlichen Wärmeschwankung. Zeitschr. f. wiss. Geogr. Bd. I.

denen die östliche, von 80° W. bis 100° E. die größten Landkomplexe enthält, nämlich ganz Europa, Afrika und Südamerika, mehr als die Hälfte von Asien und einen Teil von Nordamerika, die westliche aber, von 100° E. bis 80° W., überwiegend aus Ozean besteht:

	Östliche Erdhälfte	Westliche Erdhälfte
Nördliche Halbkugel	16.7	13.9
Südliche „	14.3	14.9
Mittel	15.5	14.4

Also ergiebt sich ein bedeutender Überschuß der Erdhälfte, welche mehr Land enthält.

Ich war, als das russische Original dieses Werkes herausgegeben wurde, ziemlich unschlüssig darüber, ob die Temperaturen in den Karten auf das Meeresniveau reduziert werden sollten oder nicht, ich entschloß mich endlich für das erstere, was ich auch für die Übersetzung thue.

Es fehlt jetzt nicht an Isothermenkarten, welche die nicht auf das Meeres- oder ein anderes Niveau reduzierten Temperaturen darstellen, sondern die wirklichen Mittel des Jahres, der Monate, etc. Wenn auch für die Erde keine solche Darstellung existiert, so giebt es deren schon für ziemlich ausgedehnte Gebiete, z. B. für die Vereinigten Staaten. Für die ganze Erde würde eine solche Darstellung sehr unsicher, denn für viele Gegenden kennen wir die Höhe nicht. So ist denn der Fehler oft viel kleiner, wenn die Isothermen hypothetisch, mit Reduktion auf das Meeresniveau, gezeichnet werden nach den Verhältnissen benachbarter Gegenden, als wenn solche Karten das Ziel verfolgen, die wirklichen, von der Höhe sehr abhängigen Temperaturen von Gegenden darzustellen, deren Höhe selbst annähernd nicht bekannt ist.

In den Zahlen- wie den graphischen Tabellen sind hingegen die Temperaturen nicht auf das Meeresniveau reduziert angegeben.

Kapitel 17.

Allgemeine Bemerkungen über die Verteilung des Luftdrucks, der Winde und der Hydrometeore auf dem Erdballe.

In dem Kap. 1 sind schon die allgemeinen Gründe angegeben, welche uns dazu führen, in dem normalen Erdklima — dem Seeklima — eine Zunahme des Lufdruckes vom Äquator bis etwa zum 30° N. Br. und S. Br. anzunehmen, dann eine Abnahme etwa bis zu den Polarkreisen, vielleicht auch weiter. Das allgemeine Windsystem, welches ebenso als normal für die Erde gelten kann, besteht aus den Ostwinden in den niederen Breiten — den Passaten — und ferner weiter gegen die Pole aus Westwinden, welche auch in niederen Breiten in den höheren Regionen der Atmosphäre vorwalten.

Diese W.-Winde in den höheren Regionen der Luft müssen aufgefaßt werden als auf einem thermischen Gradienten beruhend, und zwar entstehen sie dadurch, daß die Flächen gleichen Druckes vom Äquator bis zum Pol im großen und ganzen sinken.

Es ist bei dieser Art der Betrachtung leicht verständlich, warum diese Luftzirkulation aus Westen, im Winter der betreffenden Halbkugel energischer ist, als im Sommer. Denn im Winter ist die Temperaturdifferenz zwischen Äquator und Pol viel größer als im Sommer. Ja zwischen dem Äquator und den mittleren Breiten ist sie im Sommer teilweise nicht vorhanden. Auf Tab. I ist eine graphische Darstellung des Unterschiedes des Luftdrucks in 4000 m Höhe zwischen den Anden von Ecuador

und den Felsengebirgen von Nordamerika gegeben und zwar für den Januar. Im Juli aber ist wenigstens kein thermischer Gradient in dieser Höhe vorhanden (s. Kap. 1).

Die, so zu sagen, ideale Regelmäßigkeit der Erscheinungen im Seeklima wird in hohem Grade durch die Kontinente gestört und ist daher auch auf der nördlichen Halbkugel in viel geringerem Maße vorhanden als auf der südlichen. Namentlich ist der Unterschied für die Breiten 45° bis zum Polarkreise groß, wo auf der nördlichen Halbkugel die Hälfte oder über die Hälfte Kontinent ist, auf der südlichen aber fast alles Meer, denn nur der südlichste schmale Teil von Südamerika und einige Inseln finden sich in diesen Breiten. So sind denn die W.-Winde der mittleren Breiten der südlichen Halbkugel in solch einem Maße entwickelt, daß die Seeleute von ihnen bemerken: „Sie wehen mit der Regelmäßigkeit eines Passats, aber mit einer viel größeren Stärke."

Der Luftdruck auf der ganzen Erde ist uns bei weitem nicht genügend bekannt, sodaß sich einstweilen nur eine rohe Annäherung geben läßt. Ich entschließe mich jedoch, den mittleren Luftdruck verschiedener Breiten der beiden Halbkugeln nach der Darstellung von Forrel zu geben.*)

Luftdruck, reduziert auf das Meeres-Niveau und die Schwere des 45° (700 mm +) und relative Ausdehnung des Festlandes auf den verschiedenen Breitengraden:

	Nördliche Halbkugel.		Südliche Halbkugel.	
Breiten.	Proz. Festland.	Luftdruck.	Proz. Festland.	Luftdruck.
0	22	$58._0$	22	$58._0$
10	23	$57._9$	20	$59._1$
20	31	$59._2$	22	$61._7$
30	43	$61._7$	20	$63._5$
35	—	$62._4$	—	$62._4$
40	45	$62._0$	4	$60._5$
45	—	$61._5$	—	$57._3$
50	56	$60._{07}$	2	$53._2$
55	—	$59._7$	—	$48._2$
60	57	$58._7$	0	$40._{34}$
65	—	$58._2$	—	$39._7$
70	48	$58._6$	?	$38._0$

*) Meteorological researches, Washington 1877.

Auf der nördlichen Halbkugel wird von 25° an der Luftdruck in bedeutendem Maße von den Kontinenten beeinflußt. Dadurch wird er in der Nähe der Tropen niedriger, weiter nach N. aber höher, sodaß in den mittleren Breiten keineswegs die enorm rasche Abnahme des Luftdrucks eintritt, wie auf der südlichen Halbkugel. Jedoch müssen wir unterscheiden, daß das Resultat für ganze Breitenkreise in hohem Grade durch den Einfluß der Kontinente beeinflußt wird. Auf den Ozeanen der nördlichen Halbkugel ist auch eine bedeutende Abnahme des Luftdruckes von 30° bis 60° N. vorhanden, namentlich auf dem Altlantischen Ozeane, wo sie sich auch weiter nach Norden fortsetzt, nahezu bis an den Polarkreis. Auf der südlichen Halbkugel wird der Luftdruck in der Nähe des Polarkreises noch niedriger dadurch, daß sich bei der ununterbrochenen Meeresbedeckung der Breiten etwas nördlich davon und bei den regelmäßigen und starken W.-Winden die Zentrifugalkraft in bedeutendem Maße entwickeln kann. Auf der nördlichen Halbkugel wirkt ihr die Reibung auf den Landflächen entgegen, jedoch ist auch hier wahrscheinlich die Zentrifugalkraft die Ursache davon, daß sich in den höchsten bis jetzt erreichten Breiten, in Nord-Grönland und Grinelland, selbst im Winter kein hoher Luftdruck vorfindet.

Nach der schematischen Darstellung Ferrels findet auf der südlichen Halbkugel auch jenseits des Polarkreises ein Sinken des Luftdruckes statt; jedoch habe ich schon früher die Gründe entwickelt, welche mich dazu führen, in den höchsten Breiten der südlichen Halbkugel eine Zunahme des Luftdruckes anzunehmen.

Zwischen dem Aquator und den Wendekreisen ist auf beiden Halbkugeln nahezu ebenso viel Land, der Überschuß auf der nördlichen ist sehr gering und der niedrigere Luftdruck in den nördlichen Tropen kann also nicht davon abhängen. Die Haupturſachen dieser Erscheinung sind darin zu suchen, daß die Meere der nördlichen Halbkugel wärmer sind als diejenigen der südlichen und daß auch die Luft viel weniger durch kalte Strömungen abgekühlt wird.

Aus der Zunahme des thermischen Gradienten vom Sommer zum Winter ist auch die Erscheinung zu erklären, daß die vorwaltenden W.-Winde in niedrigeren Breiten im Winter anfangen, als im Sommer. Und zwar ist dieser Unterschied viel größer

für die nördliche Halbkugel, wo der Unterschied der Temperatur zwischen Winter und Sommer größer ist.

Die W.-Winde in den mittleren Breiten sind stärker auf der südlichen Halbkugel als auf der nördlichen, jedoch auch auf der letzteren walten sie vor und nicht nur auf den Meeren, sondern auch auf dem Lande und aus diesem Vorwalten ist eine Thatsache zu erklären, welche sehr allgemein hervortritt, dies ist das viel weitere Vordringen der hauptsächlichen Erscheinungen des Seeklimas im Westen als im Osten der Kontinente. Dies ist auf dem alten Kontinente noch mehr der Fall als in Amerika und zwar deshalb, weil große Meridionalketten fehlen.

Durch die vorwaltenden W.-Winde erhalten die östlichen Teile der Kontinente bis auf einen kleinen Abstand vom Meere ein Kontinentalklima.

Auf der nördlichen Halbkugel stören die großen Kontinente die ideale Regelmäßigkeit der Verteilung des Luftdrucks auf den Breitegraden, wie dies namentlich aus der Übersicht der Verhältnisse des 60° N. Br. im Winter und des 30° N. Br. im Sommer hervortritt. Auf dem 60° N. Br. sollten wir überhaupt einen niedrigeren Luftdruck erwarten, jedoch der Einfluß der großen Kontinentalmasse Asiens ist so bedeutend, daß wir hier in der Mitte des Winters den höchsten Luftdruck der Erde haben, 780 mm. Auf diesem Parallele ist überhaupt im Winter der Einfluß der Meere und der Kontinente sehr klar zu sehen. Den Kontrast zu dem enorm hohen Luftdrucke in Ostsibirien bildet der niedrige bei Island, etwa 746 mm. Der Pazifische Ozean und der nordamerikanische Kontinent zeigen keine so extremen Verhältnisse wie der Nord-Atlantik. Doch ist im Januar auf ersterem der Luftdruck nur etwas über 750 mm und in Nordamerika östlich von den Felsengebirgen wird er wohl nahezu 770 mm sein. Auf dem 30° N. Br. ist im Sommer ein entgegengesetzter Gang des Luftdrucks auf dem Festland und dem Meer. Auf dem ersteren ist er niedriger, auf dem zweiten höher. Hier finden wir wiederum den größten Kontrast zwischen dem alten Kontinent und dem Atlantik, 747 mm im nördlichen Indien und 767 mm bei Madeira. Fast ebenso hoch ist der Luftdruck im östlichen Teile des Pazifik, er ist auch niedrig in Nordamerika, jedoch nicht unter 757 mm, also bei weitem nicht so, wie bei Indien, weil auf dem schmalen

meerumschlossenen Raume sich keine so extremen kontinentalen Verhältnisse entwickeln können.

Im großen und ganzen ist eine thermische Beeinflussung des Luftdrucks vorhanden; sie führt zu einem höheren Luftdruck auf den Kontinenten im Winter, auf den Meeren im Sommer. Jedoch darf man sich die Sache nicht so denken, daß diese thermische Beeinflussung überall in gleichem Maße hervortrete. Viele Ursachen wirken dem entgegen und außer dem oben Besprochenen ist noch das wichtig, daß in hinlänglicher Nähe ein anderes Gebiet ist, dessen Verhältnisse umgekehrt sind, d. h. neben einem kalten ein warmes und neben einem warmen ein kaltes. Dann ist es auch sehr wichtig, daß die Flächen gleichen Drucks sich hoch erheben, nicht nur in sehr warmen, sondern auch in cyklonischen Gebieten, wo ein Aufsteigen der Luft mit Kondensation des Wasserdampfs vor sich geht. Die Luft fließt von den cyklonischen Gebieten nach anticyklonischen überhaupt, namentlich nach solchen, wo die Temperatur niedrig ist. Es findet eine solche Luftzirkulation selbst zwischen der Nord- und Südhalbkugel statt, die erstere ist im Sommer so warm, daß ein Abfluß der Luft von ihr nach der südlichen stattfindet; im Winter ist sie so kalt, daß auch ein Zufluß von der südlichen zu ihr erfolgt. Ich citiere in dieser Hinsicht aus einem Aufsatz von W. Köppen die Stelle:

„Betrachten wir als Beispiel den Luftdruck im Meeresniveau auf dem 40. Breitengrade Nord und Süd im Januar und Juli, wie er nach dem derzeit vorliegenden Material sich ergiebt:

	40° N. Br.			40° S. Br.		
	Januar	Juli	Differenz.	Januar	Juli	Differenz.
160° W.	760	765	—5	761	760	+1
120° W.	765	760	+5	764	763	+1
80° W.	765	762	+3	762	761	+1
40° W.	761	766	—5	760	761	—1
0°	765	763	+2	760	764	—4
40° E.	765	756	+9	757	764	—7
80°	769	750	+19	759	763	—4
120°	770	754	+16	758	762	—4
160° E.	759	759	0	759	763	—4
Mittel	$764._4$	$759._4$	$+5._0$	$760._0$	$762._3$	$-2._3$

Wählen wir andere Parallelen, so stellen sich die Zahlen in demselben Sinne, z. T. noch extremer. Man sieht daraus, daß eine große Masse Luft, die im Januar über der Nordhemisphäre gesammelt ist, im Juli nach der Südhemisphäre abfließt. Von den 9 Schnittpunkten zeigen nur 2, über der Mitte der beiden Ozeane, auf der Nordhemisphäre höheren Luftdruck im Juli als im Januar, im Betrage von 5 mm; dieses Plus kann das gewaltige sommerliche Defizit über dem asiatischen Kontinent nicht decken. Umgekehrt ist auf der Südhemisphäre nicht nur auf den Kontinenten, sondern auch mitten auf dem Meere der Luftdruck im Juli höher als im Januar, mit Ausnahme von 3 Schnittpunkten, welche dem asiatischen Kontinent antipod sind. Auf dem Meridian von Zentralrußland z. B. haben wir auf beiden Halbkugeln nahezu eine analoge Periode mit Maximum im Winter und Minimum im Sommer, obwohl dieser Meridian im Norden ganz kontinental, im Süden ozeanisch ist. Dieser Umstand ist schon Sabine längst als sonderbar aufgefallen. Er erklärt sich indes dadurch, daß es sich hier in der Hauptsache nicht um den Austausch zwischen Festland und Ozean, sondern zwischen der Sommer- und der Winterhemisphäre handelt.

Die Erklärung der jahreszeitlichen Verschiebung der Atmosphärenmasse zwischen beiden Hemisphären ist nicht schwierig. Theorie und Erfahrung zeigen, daß in erwärmten Luftmassen — wenn die übrigen Umstände gleich sind — der Druck am Boden abnimmt, während er in der Höhe zunimmt. Es findet in der Höhe ein Ausströmen der Luft aus den warmen Gebieten und eine Ansammlung derselben über den kalten statt.

Dieses gilt ebenso gut im Sommer vom wärmeren Festlande und im Winter vom wärmeren Meere, wie es für die jeweils wärmere oder kältere Halbkugel gilt. Die Abwesenheit großer Kontinente auf der südlichen Halbkugel bedingt es, daß bedeutende Druckdifferenzen über der letzteren selbst den Parallelkreisen nach nicht bestehen, sondern daß die Südhemisphäre als Ganzes abwechselnd von den Kontinenten der Nordhemisphäre mit Luft überflutet wird (im Nordsommer oder, daß sie Luft dorthin abzugeben hat (im Nordwinter), am meisten von ihren Fest-

ländern, am wenigsten von ihrem ozeanischsten und von Asien entferntesten Teile, westlich von Chile." *)

In niedrigen und teilweise auch in mittleren Breiten zeigt sich ein sehr bedeutender Unterschied zwischen der Verteilung des Luftdrucks auf dem Land und dem Meer im Winter und im Sommer, welcher von durchgreifenden Unterschieden in den Winden und Hydrometeoren begleitet ist, nämlich in der Art, daß im Winter der Luftdruck im Innern und in höhern Breiten höher ist, als auf dem Meere. Dies führt zu Polar- und Landwinden, der Winter ist daher die trockene Jahreszeit. Im Sommer ist der Luftdruck im Innern niedriger und es wehen Winde von Meeren niedrigerer Breiten, der Sommer ist daher die Zeit der Wolken und Regen. Diese Erscheinungen nennt man Monsune. Schon in der ersten Hälfte des XIX. Jahrhunderts wurde die Aufmerksamkeit auf die Auflockerung der Luft über Asien im Sommer und den Zufluß dorthin von den Meeren besonders durch Dove gelenkt. Lange wurde die Sache so aufgefaßt, daß auch der Sommermonsun Indiens durch den niedrigen Luftdruck im eigentlichen Zentrum Asiens, in Ostturkestan, bewirkt wird. Blanford war der erste, welcher bewies, daß Ostturkestan nicht die Gegend sei, wohin die sommerlichen Winde Indiens strömen, weil die höchsten Bergketten und Plateaus der Erde dieses Land von Indien trennen, daher also in den unteren 4000 m kein Einfluß zu spüren sei, in der Höhe der Pässe des Himalaya aber Winter und Sommer Südwinde wehen, d. h. wegen der hohen Temperatur Indiens der Gradient in dieser Höhe nach Hochasien gerichtet sei. Andere hohe Gebirge und Plateaus bilden auch ein großes Hindernis für die Luftzirkulation und wenn auch zuweilen, z. B. nördlich und südlich der Alpen, über diese derselbe Wind weht, so ist es nur der Fall, wenn der Gradient bedeutend ist. Hohe Gebirge und Plateaus hemmen also die Luftzirkulation zwischen den Tiefländern an ihren beiden Seiten, und dieses sollte, meiner Ansicht nach, in Betracht gezogen werden. Dann ist auch, je höher über dem Meeresniveau, die Reduktion auf dasselbe mehr und mehr unsicher.

Diese Verhältnisse haben mich bewogen, für ausgedehnte

*) Meteor. Zeitschr. 1885, p. 417.

Gebirgs- und Plateauländer, wenn sie höher als 1800 m sind, keine Isobaren zu zeichnen; diese Gebiete wurden auf den Karten durch Schraffierung unterschieden.

Was die gewählte Höhenzahl betrifft, so gründete ich mich darauf, daß niedrigere Plateaus, wie diejenigen von Ostturkestan und am Ostfuße der Felsengebirge, einen merklichen Einfluß auf die Luftzirkulation der Tiefebenen und Meeresküsten ausüben, von welchen sie nicht durch hohe Gebirge getrennt sind. 1800 m ist auch dadurch eine bequeme Höhenzahl, daß sie 6000 englischen Fuß nahezu gleich ist, eine Höhenzahl, welche auf englischen und amerikanischen Isohypsenkarten oft vorkommt.

Ich entschloß mich dazu, auch für die Isothermenkarten dieselbe Höhengrenze zu wählen und die höher gelegenen ausgedehnten Gebiete auch aus der Zeichnung der Isothermen auszuschließen und durch dieselbe Schraffierung auszuzeichnen. Auch für die Temperatur wächst die Unsicherheit der Reduktion auf das Meeresniveau mit der Höhe. Die schraffierten Gegenden sind also kälter, wie die umliegenden.

Jedoch kehre ich nach dieser Abschweifung zu den Monsunregionen zurück. Um zu entscheiden, ob ein gegebenes Land einer Monsunregion beizuzählen ist oder nicht, ist immer die Gesamtheit der Erscheinungen in Betracht zu ziehen. An vielen Küsten, selbst an denjenigen des Eismeeres, ist die mittlere Windrichtung im Sommer vom Meere, im Winter vom Lande her. Aber diese Winde sind weder so regelmäßig, wie es wahren Monsunen an der Meeresküste geziemt, noch erstreckt sich diese Luftzirkulation auf ein großes Gebiet; sodann fehlt auch meistens dabei die durchgreifende Änderung der Hydrometeore.

Andererseits giebt es Gebiete im Innern der Kontinente, wo die Winde allein uns nicht dazu führen würden, hier Monsunregionen anzunehmen, wo indessen die Verteilung des Luftdrucks im Winter und Sommer und die durchgreifende Änderung der Hydrometeore dazu führen, hier eine Monsunregion anzunehmen. Beispiele sind das Innere des nördlichen Indien und des nördlichen China.

Ich habe also überall Monsunregionen nur dort angenommen, wo die betreffende Luftzirkulation sich auf einem großen

Gebiete vollzieht. In solchen Verhältnissen ist es natürlich, daß, wo das Land reich gegliedert ist und Inseln und Halbinseln in das Meer hineinragen, bei der Gleichheit der allgemeinen Monsunströmung sich Gebiete finden, wo die jährliche Verteilung der Hydrometeore eine verschiedene ist, ja zuweilen eine entgegengesetzte. Dies erscheint in den Fällen, wo z. B. die winterliche, ursprünglich trockene Monsunströmung über ein warmes Meer streicht und dann auf eine gebirgige Insel oder Halbinsel übergeht; in solchen Verhältnissen fallen im Winter zuweilen sehr ergiebige Regen. Beispiele sind im südasiatischen Monsungebiete die Koromandelküste Indiens, die Ostküste von Ceylon, im ostasiatischen Monsungebiete: die Nord- nnd Ostküsten der Philippinen, die Küste von Anam, die Westküste der Insel Nipon, im australischen Monsungebiete die Südküsten der Molukken.

Diese lokalen Ausnahmen bestätigen nur die allgemeine Regel und dehnen sich nur auf beschränkte Gebiete aus.

Es scheint mir interessant, eine allgemeine Übersicht der Verhältnisse zu geben, unter welchen Monsunbildung vor sich geht. Der allgemeine Satz lautet: Es ist Neigung zur Monsunbildung vorhanden, wie überhaupt zu ergiebigeren Sommerregen an den Äquatorialküsten (auf der nördlichen Halbkugel — S.; auf der südlichen — N.) und den Ostküsten der Kontinente. Für die Äquatorialküsten ist es darum der Fall, weil der überhaupt im Winter höhere Luftdruck auf den Kontinenten sich polwärts vorfindet, also dort, wo die Temperatur niedriger ist und der Luftdruck im Winter höher steigen kann. Dieses führt nicht nur zu trockenen, sondern auch zu kühleren Winden im Winter und die Niederschläge zu dieser Jahreszeit werden also desto mehr erschwert. Im Sommer sind Ursachen vorhanden, welche die Lufttemperatur auf den Kontinenten wenigstens bis zu 30° steigern. Es kann sich also in solchen Verhältnissen im Innern leicht ein Luftdruckminimum bilden. Auf den benachbarten Meeren ist er höher, es erfolgt ein Zufluß der Luft von dort und trotz der hohen Temperatur im Innern sind doch Niederschläge möglich, aus 3 Ursachen: 1. ist das Meer warm, 2. kondensiert sich Wasserdampf beim Aufsteigen der Luft auf Gebirge und Plateaus, 3. bilden sich bei der heißen und feuchten Luft des Sommers Cyklonen kleinen Umfanges, in der Nähe des

Zentrums derselben fällt viel Regen. Ich bemerke noch, daß Monsunregionen mit äquatorwärts liegenden Meeren nur in den Tropen und deren Nähe vorkommen, so die afrikanische, die indische und die australische.

An den Ostküsten der Kontinente ist im Winter ein Gradient von W. nach E. vorhanden, denn der Luftdruck ist höher im Innern der Kontinente. Jedoch der vom Innern wehende Wind wird durch den Einfluß der Drehung der Erde um ihre Axe auf der nördlichen Halbkugel statt des W. ein NW. und N., auf der südlichen statt des W. ein S.W. und S. Also kommt er an die Küste aus höheren Breiten als ein kalter, trockener Wind. Im Sommer ist der Luftdruck auf dem Meere höher, der Gradient ist im ganzen von E. nach W., jedoch unter dem Einflusse der Erddrehung erscheint statt des E. ein SE. oder S. auf der nördlichen Halbkugel, ein NE. oder N. auf der südlichen Halbkugel, also Winde von wärmeren Meeresteilen, welche die Feuchtigkeit der Luft vergrößern und dem Regen günstig sind. Dazu kommt noch der Umstand, daß in den Tropen und in niedrigeren mittleren Breiten, etwa bis zu 40° N. Br. und S. Br., warme Meeresströmungen längs der Ostküsten fließen, welche natürlich Regen in der warmen Jahreszeit sehr befördern. Im Osten von Asien sind die Verhältnisse, welche zu Monsunen führen, in so ausgedehntem Maßstabe vorhanden, daß hier bis hoch in die mittleren Breiten eine sehr ausgedehnte Monsunregion zu finden ist. Auf den anderen Kontinenten ist dieses nicht der Fall, es giebt nicht die durchgreifende Änderung in der Windrichtung, Winter und Sommer sind daher als Regenzeit und Trockenzeit nicht so scharf geschieden. Jedoch ein bedeutendes Vorwalten der Sommerregen ist vorhanden an den Ostküsten von Nord-Amerika, südlich vom 37° N. Br., an denen von Süd-Amerika etwa von 15° bis 34° S. Br. und an der ganzen Ausdehnung der Ostküsten von Australien und Südafrika.

Ganz verschieden, ja entgegengesetzt, ist die Stellung der W.-Küsten in mittleren Breiten.

Hier ist das Übergewicht der W.-Winde zu allen Jahreszeiten vorhanden und zwar ist, weil der Gradient zwischen 30° und 60° N. Br. im Winter größer ist, als im Sommer und das Meer zu dieser Jahreszeit wärmer ist als das Land, eine allgemeine Neigung zu Herbst- und Winterregen vorhanden. Die Sommer-

regen treten im ganzen zurück, namentlich, dort wo sich in nicht großer Ferne im Innern ein stark erhitzer Kontinent erstreckt. Im Sommer ist dort der Luftdruck niedriger, es entsteht ein Gradient von W. nach E., durch den Einfluß der Drehung der Erde wird der Wind aus W. ein NW. und N.; also ein kälterer. Im ganzen sind die Verhältnisse der W.-Küsten derart, daß sie den Sommerregen entgegen wirken.

Daher fällt an den W.-Küsten und in ihrer Nähe weniger Regen im Sommer als in den übrigen Jahreszeiten, in niedrigen und mittleren Breiten oft sogar kein Regen. Diese Verhältnisse werden durch zwei Ursachen verstärkt: 1. durch die Jahreszeitverschiebung der Region hohen Luftdrucks an der Polargrenze der Passate, im Sommer polwärts, im Winter äquatorwärts. Dadurch entsteht im Sommer eine Zone, welche kühle Polarwinde hat, während sie im Winter warme und feuchte Winde vom Meere erhält. Dies ist die s. g. subtropische Zone mit regenarmen oder regenlosen Sommern. Außerdem ist noch eins hinzuzusetzen: Im Sommer haben wir längs dieser Küsten relativ kühle Meeresströmungen, welchen also Regen im Sommer auch sehr ungünstig sind. An der Westküste von Nord-Amerika, wo diese kühle Meeresströmung mehr hervortritt als an denen von Europa und Afrika und in einer kleinen Entfernung von der Küste eine stark erwärmte Kontinentalgegend vorhanden ist, sind auch die Wirkungen höchst bemerkenswert, so daß der Sommer bis etwa 48° N. Br. fast regenlos ist, während ein solcher an der europäischen Nordküste nur bis etwa 41° N. Br. reicht.

Auf der südlichen Halbkugel ist die Verschiebung der Zone hohen Luftdrucks an der Polargrenze der Passate weniger bedeutend, jedoch auch dort finden wir eine regelmäßig entwickelte subtropische Zone, an der W.-Küste von Süd-Amerika, Süd-Afrika und Australien.

Polwärts gerichtete Meere (auf der nördlichen Halbkugel gegen N., auf der südlichen gegen S.) sind in ihrem Einflusse auf die Regenverteilung im allgemeinen den Westküsten ähnlich. Die Sommerregen sind relativ spärlich, weil die im Winter vorwaltenden Seewinde von einem kühleren Meere kommen. Die besten Beispiele sind die Nordküste Afrikas am Mittelmeere und die Südküste Australiens.

Ich gebe weiter unten die Urſachen an, welche zu einer ſehr großen Ausdehnung der ſubtropiſchen Regenzone in das Innere der Kontinente der alten Welt führen, bis an den Tianſchan und Pamir. Jedoch iſt dieſe die einzige Ausnahme der Art; das ganze öſtliche Innere von Aſien, oſtwärts vom Pamir, wie auch das Innere anderer Kontinente haben vorwaltend Sommerregen. Ganz beſonders wichtig iſt es, daß dies ganz entſchieden auf der ſüdlichen Halbkugel hervortritt mit ihren überhaupt einfacheren und regelmäßigeren Verhältniſſen. Das Vorwalten der Sommerregen dürfen wir überhaupt als den kontinentalen Typus, dasjenige der Herbſt- und Winterregen als den ozeaniſchen Typus bezeichnen.

Folgende Tabelle zeigt klar den Unterſchied des Weſtens, des Innern und des Oſtens der Kontinente. In ihr bedeutet a den Winter, b den Sommer.

Niederſchläge des Winters und Sommers in Prozenten der Jahresmenge.

Weſtlicher Teil des Kontinentes.	a.	b.	Mittlerer Teil des Kontinentes.	a.	b.	Öſtlicher Teil des Kontinentes.	a.	b.
Nördliche Halbkugel.								
Nord-Amerika.								
Kalifornien	58	0.5	Neu-Mexiko	11	53	Atlant. Küſte der Ver. St. 28°-38° N.Br.	19	41
Europa und Aſien.								
Liſſabon und Südſpanien	37	3	Tiflis	10	35	Peking	1.5	73.
			Amu-darja (41-43° N.Br.)	29	10			

Westlicher Teil des Kontinentes.	a.	b.	Mittlerer Teil des Kontinentes.	a.	b.	Östlicher Teil des Kontinentes.	a.	b.

Südliche Halbkugel.

Süd-Amerika.

Mittleres Chile	64	2	Kordova und Mendoza	7	56	Buenos-Ayres	18	37

Süd-Afrika.

Kapstadt	46	8	Inneres von Süd-Afrika	9	42	Natal	4	43

Australien.

Perth (West-Australien)	53	3	Telegraphen-stationen zw. 25°-31° S.Br.	23	47	Sydney und Brisbane	22	25

Diese Tabelle läßt in ihrer Deutlichkeit wohl wenig zu wünschen übrig; sie zeigt einen besonders scharfen Gegensatz in denselben Breiten an beiden Seiten des Pazifischen Ozeans. In Kalifornien verhalten sich die Winterregen zu den Sommerregen wie 116 : 1; im nördlichen China (Peking) wie 1 : 49. Im Innern, außer dem alten Kontinente, walten überall die Sommerregen entschieden vor, am meisten im Innern Süd-Amerikas, wo daher auch der Kontrast mit der Westküste und ihren subtropischen Regen sehr scharf ist, namentlich, wenn wir die unbedeutende Entfernung in Betracht ziehen.

Ich gebe hier einige weitere Nachrichten über die Regenzonen. Da sie zugleich zur Erklärung der Niederschläge gelten sollen, so sind dieselben Buchstaben in Klammern beigesetzt, welche auf der Karte die einzelnen Regenzonen bezeichnen.

Betrachten wir vor allem die Zonen der Passate auf den Ozeanen. Bekanntlich ist der Himmel im allgemeinen klar oder wenig bewölkt in den Gegenden, wo diese Winde wehen. Sie

kommen ja auf unserer Hemisphäre aus Norden, auf der südlichen aus Süden, d. h. also aus den kältesten Gebieten. Wir dürfen demnach in jenen Gegenden des Ozeans, wo die Passate das ganze Jahr hindurch wehen, seltene und schwache Niederschläge erwarten. Das trifft auch thatsächlich mit den Beobachtungen überein, namentlich auf dem Atlantischen Ozean, der in dieser Hinsicht am besten studiert ist.*) Man findet daher auf der Karte Gebiete, die durch ihr Kolorit als „Zonen der See-Passate mit seltenen und wenig ergiebigem Regen" bezeichnet werden. (p) Und zwar haben wir deren zwei im Atlantischen Ozean, zwei im Großen. Im Indischen Ozeane scheint sich eine solche Zone nicht zu finden (nach v. Danckelmann) und dort ist die Region vorwaltender Regen im Herbst und Winter (d) ausgedehnter, als in den anderen Ozeanen.

Zwischen diesen Zonen befindet sich eine Zone, die sich auf dem Atlantischen und dem Großen Ozean, sowie in Afrika und in Süd-Amerika ausdehnt, in der Nachbarschaft des Äquators, aber weit mehr sich nach Norden als nach Süden erstreckend. Ich habe zur Bezeichnung dieser Region die Angabe „Äquatoriale Regen, mit Verschiebung der Kalmenzone" gewählt (o) Es ist der doldrum der englischen, der pot au noir der französischen Seeleute; die Zone der Kalmen, der veränderlichen Winde und der Regen zwischen den Passaten. Diese Zone verschiebt sich in den verschiedenen Jahreszeiten. Im Atlantischen Ozean z. B. vom 2° S. Br. bis etwa zum 12° N. Br., und in der Weise, daß kein Gebiet dieses Ozeans sich während des ganzen Jahres in der Zone der Kalmen und Regen befindet, wogegen wir überall, in der Translationsgrenze der Zone äquatorialer Regen, einen Wechsel sehen zwischen der trockenen Jahreszeit mit regelmäßig wehendem Passate einerseits und den Kalmen und veränderlichen Winden, begleitet von Niederschlägen, andererseits. Mitunter geben selbst namhafte Gelehrte sich nicht exakt Rechenschaft über diese Phänomene.

---

*) S. Meteorology of Square 3, und Chart of meteorological data for nine 10 degree Squares, publiziert vom Meteorological Office in London.

Ist z. B. in der Nähe des Äquators ein Ort vorhanden, an dem während des ganzen Jahres Niederschläge vorkommen, so wird ein ununterbrochener Zusammenhang mit den äquatorialen Regen angenommen, obgleich die Regen durch mehr oder weniger lokale Ursachen bewirkt sind.

Um uns über diese Phänomene Rechenschaft zu geben, müssen wir die Passate auf den Kontinenten betrachten, sowie in der Nachbarschaft der Kontinente und Inseln. Im allgemeinen sind sie daselbst nicht so regelmäßig wie auf den inselfosen Ozeanen. Schon eine Insel von geringem Umfange genügt, um die Regelmäßigkeit der Passate, welche meistens keine starken Winde sind, zu stören. Wenn eine hohe und zusammenhängende Gebirgskette sich quer dem Passat vorlagert, wird derselbe auf eine Distanz von 100 km und selbst mehr unterbrochen. Bei den lokalen, durch die Unterbrechung des Passats bewirkten Kalmen sind, im Hinblick auf die Wärme und Feuchtigkeit der Gestade und Inseln in den Tropen, Verhältnisse vorhanden, die der Bildung von Stürmen mit aufsteigendem Strome sehr günstig sind, d. h. derselben Regenform, die man in der Zone der äquatorialen Kalmen trifft. Wir sehen also hier bereits eine Ursache der Regen in den tropischen Regionen, welche die Zone der äquatorialen Kalmen auch aufweist. Ferner erwärmen die Kontinente und die großen Inseln sich im Sommer viel mehr als die Meere; es entsteht ein aufsteigender Strom und ferner ein Herbeiströmen der über den benachbarten Meeren befindlichen Luft, die sogenannten Monsune, die häufig ebenfalls Regenwinde werden können. Abgesehen von den Haupt-Monsunen (asiatischer, afrikanischer und australischer), wo dies in sehr großem Maßstabe stattfindet, giebt es viele andere Gebiete, in denen kleinere Monsune existieren, die während des Sommers von Regen begleitet werden, z. B. die Westküste von Mexiko und Zentralamerika, die Ostküste von Südafrika u. a. Sogar der Passat selbst kann ein Regenwind werden, namentlich wenn er auf Höhen stößt. Das trifft z. B. ein an den Ostküsten von Brasilien, Zentralamerika, Afrika, den Südsee-Inseln, am Ostabhang der Anden u. s. w. Aus diesem Grunde sind die Ostküsten, wie auch die Ostabhänge der Gebirge in den Tropen besser bewässert, als die entgegengesetzten Küsten und Abhänge.

So finden wir drei Urſachen, welche in der tropiſchen Zone auf den Kontinenten, den Inſeln und in ihrer Nachbarſchaft Regen bewirken, während es in denſelben Breiten nur ſehr ſelten regnet auf den Ozeanen fern von Kontinenten und Inſeln, wo der Paſſat ein ſehr regelmäßiger iſt. Das auf den Ozeanen der Tropen verdunſtende Waſſer wird alſo zum großen Teile über den Landmaſſen kondenſiert. Es giebt auch einige ſehr wenig vom Äquator entfernte Inſeln, die als außerordentlich trocken bekannt ſind, ſo Aſzenſion und Fernando Noronha bei der braſilianiſchen Küſte.

Bekanntlich regnet es in den Tropen weit mehr während und etwas nach der Kulmination der Sonne, als während des Winters. Das iſt leicht erklärlich. Die Monſune treten nur zur Sommerzeit auf, in der die Kontinente viel ſtärker erwärmt werden als die Meere. In den Gebieten, in denen der Paſſat ſelbſt ein Regenwind wird, muß man reichlicheren Regen während der wärmſten Jahreszeit erwarten, als da wo der Paſſat infolge der ſtärkeren Verdunſtung der Meere in höherem Grade mit Feuchtigkeit beladen iſt. In den tropiſchen Kontinenten endlich iſt der Paſſat im Winter ein trockener Wind wegen der im Winter ſchärfer ausgeſprochenen Differenz der Temperaturen der Breiten. Alles das erklärt, warum die tropiſchen Regen vor allem Sommerregen ſind. Man muß ſich indeſſen vor dem ſo verbreiteten Irrtume hüten, den Winter als eine gänzlich regenloſe Jahreszeit anzuſehen. Die Beſchreibung, welche Humboldt über den Lauf der Jahreszeiten in den Llanos des Orinoko gegeben, hat dazu beigetragen, dieſen Irrtum zu verbreiten; vollkommen wahr für jenes Gebiet, wird ſie doch auf die meiſten tropiſchen Länder nicht ohne die Gefahr des Irrtums ausgedehnt werden.

Ich habe die Regionen, wo es im großen und ganzen in den Tropen mehr im Sommer regnet, durch (m) bezeichnet, diejenigen, wo der Winter regenreicher iſt, mit (n).

Im Norden der regelmäßigen Paſſate auf unſerer Halbkugel und im Süden derſelben auf der ſüdlichen finden wir eine Zone, in welcher während des Sommers polare Winde herrſchen, entweder regelmäßiger Paſſat, oder Nord- und Nordweſtwinde auf der nördlichen, Süd- und Südweſtwinde auf der ſüdlichen Hemiſphäre. Wenn dieſe Winde als regelmäßige auftreten, ſind ſie der Regenbildung wenig günſtig. Dieſe Region hat daher ſehr

trockene Sommer, sie ist, wir hinzugefügt werden muß, eine hauptsächlich maritime; im Süden berührt sie sich auf unserer Halbkugel mit der Zone der See-Passate, während im Norden die trockene Periode immer kürzer wird, je häufiger die Südwinde werden.

Ich habe sie subtropische Zone mit sehr trockenen Sommern genannt (e). Man erkennt mehrere ausgesprochene Regionen, in denen die Regen einen solchen Typus haben. So auf der südlichen Hemisphäre: 1. im Atlantischen Ozean, dem äußersten Südwesten Afrikas, dem Indischen Ozean und dem südwestlichen Australien; 2. in der Südsee, etwas nördlich von Neu-Seeland beginnend, und an der südamerikanischen Westküste (Chile) zwischen dem 31°. und 40°. S. Br. Auf der nördlichen Hemisphäre: 1. in der Südsee, beginnend in ziemlich großer Entfernung von Asien und die nordamerikanische Westküste (Kalifornien, Oregon) umfassend; 2. im Atlantischen Ozean, beginnend in einiger Entfernung von der nordamerikanischen Ostküste und dann die ganze Ausdehnung des Mittelländischen Meeres einnehmend; in einer sehr schmalen Zone erstreckt sich dieses Gebiet dann noch weiter, einerseits bis zu den südpersischen Gebirgen (Schiras), andererseits an der Südküste des Kaspischen Meeres entlang bis Fuß des Thianschan.

Diese Erstreckung der subtropischen Zone von den afrikanischen und europäischen Westküsten bis zum Herzen Asiens ist sehr bemerkenswert und sehr abnorm.

Zur Erklärung dieser Anomalie genügt die Betrachtung einer Karte der Juli-Isobaren. Dieselbe zeigt uns, daß dann eine barometrische Depression über der Sahara, Arabien, Persien etc. existiert. Die Winde müssen nun nach dieser Depression hin eine Anziehung erfahren, d. h. es müssen in der nördlich von diesen Wüsten gelegenen Zone Nordwinde auftreten. Weil die meteorologischen Erscheinungen im Sommer viel größere Regelmäßigkeit besitzen als im Winter, so genügt eine ziemlich kleine Luftdruckdifferenz, um sehr regelmäßige Winde von der durch diese Differenz bedingten Richtung hervorzurufen. Da das Maximum sich in dieser Jahreszeit bei den Azoren befindet, kommt der Wind von dort, wenigstens für einen großen Teil des Mittelmeergebiets. Es ist seit langem bekannt, daß dort im Sommer Nord-

winde vorherrschen und z. B. die Fahrt von Frankreich nach Algier sehr erleichtern. Das sind die etesischen Winde der Griechen. — Man wird ferner bemerken, daß die Zone der subtropischen Regen im Mittelmeergebiete ziemlich breit ist, dagegen im Osten viel enger Dort beginnt die Region der asiatischen Wüsten. In den Gebirgen und ihrer Umgebung treffen wir während des Winters, Frühlings und Herbstes ziemlich reichliche Niederschläge; außerhalb dieser Bezirke herrscht in allen Jahreszeiten eine extreme Trockenheit, da die dort wehenden Nordwinde stets eine trockene Luft herbeiführen.

Im Norden der vorhergenannten Zone auf unserer, und im Süden derselben auf der südlichen Hemisphäre fehlen die Regen im Sommer nicht mehr. In dieser Zone der Regen zu allen Jahreszeiten habe ich drei haupsächliche Unterabteilungen unterschieden: 1. Maximum im Winter oder Herbst (d); 2. unbestimmtes Maximum (c); 3. Maximum im Sommer (b). Die erstere findet sich besonders in den maritimen Gebieten. Da das Wasser des Ozeans langsamer die Wärme annimmt und verliert, als das Festland, ist das Meer im Herbst und Winter wärmer als das Land und ebenso die Verdunstung beträchtlicher, wenn die Richtung des Windes sie begünstigt. Längs der Westküsten Europas und Nordamerikas nimmt der Luftdruck außerordentlich schnell von Süd nach Nord ab, was ein Vorherrschen südwestlicher Winde bewirkt. Beim Übergang von der warmen über den Ozeanen schwebenden Luft zu der kälteren über dem Festlande lagernden Luft ist die Verdichtung der Dämpfe eine schleunige. Sie ist noch stärker, wenn eine Gebirgskette die warme Luft zwingt, in die Höhe zu steigen, denn dann ist die Abkühlung noch viel plötzlicher. So haben wir sehr bedeutende Regenmengen längs der Westküsten Norwegens, Groß-Britanniens und Nord-Amerikas. Im Frühling wächst der Luftdruck in den nördlichen Regionen schnell; die kalten und trockenen Nordwinde werden häufiger, in der Regel fällt daher in den Mai das Regen-Minimum dieser maritimen Regionen. Im Sommer vermindert sich der Luftdruck im zentralen Asien so sehr, daß die Nordwestwinde im westlichen Europa häufiger werden; die Luft über den Kontinenten wird wärmer, als die über den Ozeanen. Ferner sind in diesen maritimen, im Sommer verhältnismäßig kühlen

Regionen die Kalmen mit aufsteigendem Strome seltener als im Innern der Kontinente, bekanntlich treten daher in Begleitung dieser Kalmen sehr häufig Gewitter mit reichlichem Regen auf. Bei der nordamerikanischen Westküste finden wir analoge Verhältnisse: die Luft strömt im Sommer nach den stark erwärmten Hochlanden des Innern, und da dann sehr beständige und sehr starke Westwinde vorherrschen, ist die Temperatur verhältnismäßig niedrig und die Menge der Niederschläge nicht beträchtlich.

Das Sommermaximum findet man besonders im Innern der Kontinente jenseits des 40. nördl. Breitegrades und mitunter selbst südlicher. Wir finden es in West-Sibirien und dem europäischen Rußland, bis an den Fuß des Kaukasus und selbst etwas weiter noch, bis zum Schwarzen Meere und der unteren Donau, ebenso in Schweden (mit Ausnahme des äußersten Südens), Ostdeutschland, dann in einem großen Teile der österreichischen Monarchie (die ungarische Ebene, Kroatien, Dalmatien und Istrien ausgenommen) und in Baiern.

Was das übrige Europa anbetrifft, so findet man eine ziemlich schmale Zone des Herbstmaximums nördlich der subtropischen Zone im Süden unseres Erdteils; auch haben wir ein Herbstmaximum in der Bretagne, in Irland, Island, dem Westen Englands, Schottlands und Norwegens.

Im übrigen Europa haben wir ziemlich gleichmäßig verteilte Regen, ohne scharf ausgesprochenes Maximum in irgend einer Jahreszeit. So in einem großen Teile Frankreichs, in der Schweiz, Belgien und den Niederlanden, dem Westen und Norden Deutschlands, in Dänemark und an den Ufern der Ostsee etc.

In Nordamerika ist diese Verteilung der Regen verbreiteter.

In den Staaten des oberen Mississippi und weiter nordwestlich haben wir ebenfalls ein Sommermaximum. Dieses Gebiet erinnert bezüglich seiner Temperatur wie seiner Regenperiode sehr an das europäische Rußland und das westliche Sibirien. Sommerregen finden sich auch entlang der beiden Abhänge der Felsengebirge, eingeschlossen zwischen Ländern, in denen die Regen sehr selten sind.

An den Küsten der südlichen Hemisphäre, jenseits des 40° S. Br., scheinen die Regen gleichmäßiger über die Jahreszeiten verteilt zu sein, das für die ozeanischen Klimate

unserer Halbkugel so charakteristische Herbstmaximum tritt daher nur selten auf.

Im Innern der Kontinente Afrika, Australien und Südamerika, vom 25° bis 40° S. Br., sehen wir Regen mit sehr ausgesprochenem Sommermaximum. Diese Thatsache ist in ihrer Allgemeinheit erst seit wenigen Jahren bekannt.

Im äußersten Norden Amerikas und Asiens ist der Winter so kalt, daß die Präzipitation nur sehr gering sein kann. Das habe ich auf der Karte durch Angabe zweier polarer Gebiete auszudrücken gesucht (a). Man wird bemerken, daß diese Gebiete zugleich kontinentale sind (im nordamerikanischen Archipel herrschen im Winter Verhältnisse, welche sich von denen der Kontinente nicht unterscheiden, da die Meerengen und Straßen zwischen den Inseln sämtlich gefroren sind). Da, wo er inselfos ist, gefriert der arktische Ozean nicht gänzlich, und die Temperatur kann in der Nähe des nichtgefrorenen Seewassers nicht sehr niedrig sein. Daher fällt im Winter oft viel Schnee.

Viele Länder haben so seltene und so schwache Regen, daß daselbst die Vegetation sehr ärmlich ist und der Ackerbau nur dann möglich wird, wenn man zur künstlichen Bewässerung greifen kann. Bei den meisten dieser Gebiete können wir heute die Gründe erkennen, welche ihnen das für eine reiche Vegetation notwendige Wasser vorenthalten. (f)

Die Sahara ist für uns der wahre Typus einer Wüste. Man hat oft behauptet, daß die Ursache des Regenmangels den beständigen aus Zentralasien kommenden Winden zuzuschreiben sei. Dies ist ein Irrtum, s. Ende des Kap. 22.

Die anderen sehr trockenen Gegenden der Kontinente Asien, Afrika, Amerika und Australien werden durch verschiedene Ursachen erklärt, s. die betreffenden Kapitel.

Die allgemeine Ursache der Monsunregen ist schon erklärt worden. Die wichtigste Monsunregion ist die asiatische, welche den Süden und Osten dieses Erdteils umfaßt, sowie die benachbarten Meere und Inseln. In diesem ganzen unermeßlichen Gebiet weht der Wind des Winters vom Innern des Kontinents nach dem Meere hin, und Sommers in der umgekehrten Richtung. Wenn die Erscheinung der Monsune in diesem Teile der Welt derartig großartige Dimensionen annimmt, so erklärt sich das

daraus, daß hier der massivste Erdteil zwei größten Weltmeeren benachbart ist. Daher entsteht eine sehr energische Reaktion des Kontinents auf den Ozean und umgekehrt. — Man kann die Region der asiatischen Monsune in zwei Hauptgebiete teilen: das indische und das ostasiatische. Das erstere (h) umfaßt die dem Indischen Ozean und seinen Meerbusen (Arabische See und Bengalischer Meerb.) zugewandte Seite des Kontinents, mitsamt den genannten Meeren und ihren Inseln; das zweite (g) begreift die pazifische Seite in sich nebst den betr. Meeren (Chinesische, Gelbe und Japanische See) und zahlreichen Inseln von der Nordküste Borneos bis nach Sachalin und den Marianen. — Nach meiner Ansicht erstreckt sich demnach das Monsun-Klima viel weiter nach Norden und Westen, als gemeiniglich angenommen wird. Die Seeleute pflegen die Grenze der asiatischen Monsune dort zu ziehen, wo der Wechsel nordöstlicher Winterwinde und südwestlicher Sommerwinde nicht mehr stattfindet. Aber jenseits des Wendekreises, an den chinesischen, japanischen und ostsibirischen Küsten bis zum 60° N. Br., treffen wir einen Wechsel nordwestlicher Winter- und südöstlicher Sommerwinde; und da diese Winde regelmäßige sind und da ferner ebenfalls der Winter die trockene, der Sommer die nasse Jahreszeit ist, halte ich mich für berechtigt, die Länder, in denen man diesen Verlauf der Jahreszeit findet, dem Gebiet der asiatischen Monsune zuzurechnen. Schon an den Küsten und im Innern des Amurlandes sind die Regenverhältnisse solche, wie sie echten Monsunländern geziemen, in Peking im nördlichen China aber ist die Regenmenge des Juli die 60fache von derjenigen des Januar.

Südlich der asiatischen treten die australischen Monsune (k) auf. Die Regionen der australischen Monsune dehnt sich auch über Neuguinea und die Sunda-Inseln aus. Auf diesen letzteren ist übrigens, wenn auch der Wechsel des Windes etwa zu denselben Zeiten stattfindet, die Regenzeit weniger regelmäßig, namentlich in den gebirgigen Teilen von Java und Sumatra. — Im Westen von Australien treffen wir auf dem Indischen Ozean zwischen 0° und 10° S. Br. dieselbe Monsunerscheinung mit Nordwestwinden und reichen Regen vom November bis März. Es ist schwer, dieses Faktum mit unseren gegenwärtigen Kenntnissen zu erklären, aber dasselbe ist immerhin festgestellt.

Die Karte zeigt uns afrikanische Monsune, welche ganz Afrika zwischen 5° und 18° N. Br. einnehmen (l). Seit langem kennen die Seeleute die Monsune der Guineaküste; aber die Ausdehnung der Monsune über das Innere des Kontinents ist neu. — Studieren wir aufmerksam die Mitteilungen über den Verlauf der Jahreszeiten, welche wir hervorragenden Reisenden über die Niger-Länder, den zentralen wie den östlichen Sudan verdanken! Es geht aus denselben hervor, daß im Winter ein sehr beständiger Nordostwind daselbst herrscht, mit trockener Luft und klarem Himmel. Wir erkennen darin die Fortsetzung des Nordostpassats der Sahara, welche sich alsdann über den Sudan ausdehnt. Im Sommer herrschen Winde aus Südost, Süd und Südwest, begleitet von Regen und heftigen Stürmen. Das ist der Charif der Araber, die Regenzeit. Wir finden hier alle Charakterzüge der Monsune: Sommerwinde mit fast entgegengesetzter Richtung, wie die Winterwinde, beide sehr regelmäßig, ebenso die Herrschaft charakteristischer Regen. — Die Grenze der Monsunregen ist auch diejenige, welche Sudan und Sahara trennt. Im Norden die Wüste, im Süden das Land des Ackerbaues und der regelmäßigen Niederschäge! Diese Grenze deckt sich so ziemlich mit dem niedrigsten Luftdruck des Sommers unter den verschiedenen Meridianen des nördlichen Afrika. Im Norden dieser Linie kommt der Wind vom Mittelländischen Meere und ist im Sommer verhältnismäßig kalt und daher trocken; im Süden derselben kommt er vom Atlantischen und Indischen Ozean, die viel wärmer sind, führt daher reichliche Wasserdämpfe mit sich. Je mehr wir südwärts gehen, desto länger währt die Zeit der Regen der Südmonsune. Die Nordgrenze ist nicht fest und der südliche Teil der Sahara empfängt von Zeit zu Zeit Sommerregen.

Es erübrigt noch, einige Bemerkungen über die Abgrenzung der einzelnen Gebiete ꝛc. zu machen.

Die ozeanische Passatzone ist sehr regenarm, wie schon früher bemerkt, aber bei dem Mangel an Beobachtungen der Menge des Niederschlages auf Schiffen kann das Maß nicht bestimmt werden. Ich bin jedoch der Meinung, daß die jährliche Menge 30 cm nicht übersteigt und so von dieser oberen Grenze bis nahe an 0 variiert. So z. B. geben die Beobachtungen auf der Insel Aszension im Südatlantischen Ozean, 8° S. Br., nur

8 cm im Jahre. Auf der Insel Baker im Großen Ozean, 1° N. Br., 176½° W., fielen in den 4½ regenreichsten Monaten nur 5 cm, sodaß im Jahre etwa 10 cm zu erwarten wären.

Als obere Grenze der Regenmenge der Wüstengebiete wären etwa 20—25 cm zu setzen. Beobachtungen sind natürlich viel häufiger in den Grenzregionen der Wüsten, als in diesen selbst und Beispiele lassen sich in Masse anführen. So z. B. haben wir in Alexandrien 21 cm, in Biskra (Algerien) 22, beide an der Nordgrenze der Sahara. Natürlich würden in den inneren Teilen der Wüste noch viel kleinere Quantitäten gemessen werden. Auch in der Aralo-Kaspischen Region haben wir: Astrachan 14, Ft. Alexandrowsk (Ostküste des Kasp. Sees) 13, in Nukuß am Amu-Darja aber nur 7. In Indien sind am unteren und mittleren Indus an einigen Orten weniger als 10 gemessen. In der australischen Wüstenzone haben wir an einigen Stationen des Überlandtelegraphen 13 bis 19. In der südamerikanischen Wüstenzone westlich von den Anden in Copiapo (27° S. Br.) 1, in Serena (30° S. Br.) 4. In Nordamerika, am Colorado Flusse, 6 und 9. Man muß überhaupt bedenken, daß meistens nur die äußersten Teile der Wüstenzonen permanent besiedelt sind, in den innersten trockensten Teilen ist keine Ursache zu Ansiedlungen vorhanden, wenn auch Wasser genug da wäre, was natürlich nicht immer der Fall ist.

Die subtropische Zone ist von mir so abgegrenzt, daß dazu Gegenden gehören, wo im Jahre mehr als 20 cm Wasser fällt, davon weniger als 12% in den 3 Sommermonaten und weniger als 3% in der nördlichen Hemisphäre im Juli, in der südlichen im Januar.

Zu der Zone der vorwaltenden Herbstregen zähle ich die Gegenden, wo in drei aufeinander folgenden Monaten zwischen September und Januar auf der nördlichen und März bis Juli auf der südlichen Hemisphäre nicht weniger als 32% der Jahresmenge fällt und dabei in den 3 Sommermonaten nicht weniger als 12%.

Zu der Zone der vorwaltenden Sommerregen mittlerer Breiten habe ich die Gegenden mit über 35% in den drei Sommermonaten gerechnet. In dieser Zone hat in Europa und Nordamerika, örtliche Ausnahmen abgerechnet, keiner

auch der Wintermonate weniger als 3 %, in Sibirien ist die Menge in den Wintermonaten kleiner, auf den Kontinenten der südlichen Halbkugel sind die Wintermonate fast ganz regenlos, namentlich in Südamerka. Zu der Zone der gleichmäßig verteilten Regen der mittleren Breiten müssen also solche Gegenden gerechnet werden, welche weder so vorwaltende Sommerregen haben, wie die eben betrachtete Region, noch Herbstregen wie die früher erwähnte. Das Verhältnis des regenärmsten Monats zu dem regenreichsten übersteigt hier nicht 1 : 2 ½, meistens nicht 1 : 2.

Weiter ist noch ein kurzer Überblick der Verhältnisse der relativen Feuchtigkeit gegeben für das Jahresmittel und die Monatsmittel des Januar, Juli, des Monats der größten und geringsten Feuchtigkeit. Wo es zwei gut charakterisierte Minima giebt, sind beide angeführt. In dieser Tabelle ist besonders der Unterschied der Monsungebiete Süd- und Ostasiens zu den westlicheren Teilen des Kontinents zu beachten. Um die Übersicht zu erleichtern, habe ich die Orte in acht Breitenzonen geteilt und in jeder derselben folgen die Orte von W. nach E. Bei der relativen Feuchtigkeit sind die Kontraste nicht an den Küsten, sondern im westlicheren und östlicheren Innern. Denn an der Küste ist im Westen wie im Osten die Feuchtigkeit groß. Es ist noch zu bemerken, daß in der Monsunregion Ostasiens, wie auch in dem nördlichen Teile der indischen die trockensten Monate meistens die im Frühling sind. Die Ursache ist die, daß zu dieser Jahreszeit die Trockenheit noch fortdauert, während die Temperatur viel höher ist, so daß in dieser Hinsicht, namentlich in Ostasien, der Gang der relativen Feuchtigkeit nicht mit demjenigen der Lufttemperatur und sogar nicht mit demjenigen der Bewölkung stimmt. In dem nördlichen Teile der asiatischen Monsunregion ist noch eine andere Ursache vorhanden, warum die Wintermonate eine größere relative Feuchtigkeit haben, als der Frühling und Herbst. Im Winter existiert eine Schneedecke, welche natürlich zu der Feuchtigkeit der Luft beiträgt. Von den hier angeführten Stationen ist diese Ursache besonders wirksam in Chabarowka und Blagoweschtschensk am Amur und dem Hüttenwerk Nertschinsk.

Die größte jährliche Amplitude von allen Orten, welche in dieser Tabelle angeführt sind, hat Irgis in der Kirgisensteppe, wo die relative Feuchtigkeit des Februar 84 diejenige des Juni

43 ist. Hier ist im Winter, wenn auch nicht regelmäßig, so doch gewöhnlich eine Schneedecke vorhanden, während der Sommer sehr trocken ist.

Ich bemerke noch, daß für einige Orte Rußlands die Mittel älterer Beobachtungen angeführt sind, welche eine zu große relative Feuchtigkeit geben, so z. B. Lenkoran im östlichen Transkaukasien. Dieser Ort ist freilich sehr feucht, doch wahrscheinlich nicht in solch einem Grade, wie es die angeführten Beobachtungen ergeben, außerdem dürften in denselben Verhältnissen sein: Orenburg, Barnaul, Kostroma, Koßmademjansk, Jekaterinenburg, Bogoslowsk und Tobolsk. Während hingegen der Ort von den in dieser Tabelle angeführten, welcher nächst Lenkoran das höchste Jahresmittel der relativen Feuchtigkeit zeigt: Sagastyr im Lena-Delta unter solchen klimatischen Verhältnissen liegt, daß keine kleinere relative Feuchtigkeit erwartet werden darf, denn während 9 Monaten des Jahres ist eine Schneedecke vorhanden, während der 3 Sommermonate walten feuchte Seewinde vor und sind Nebel sehr häufig. Hier sind, wie bekannt, die Beobachtungen neu und sehr gut.

N. Br. Grad.		Jahr.	Januar.	Juli.	Feuchteſter Monat.		Trockenſter Monat.	
16	S. Louis, Senegal	71	64	77		81	Dezember	53
19	Bombay (Indien)	77	70	87	Auguſt	88	—	—
18	Puna (Indien)	58	51	80		81	April	38
28	Adſchmir (Indien)	51	47	64	Auguſt	72	April	38
27	Lacknau (Indien)	58	61	73		76	April	38
							November	59
27	Goalpara	75	70	86	Juni	87	März	57
23	Inſ. Hongkong, China	78	72	79	April	83		
33	Funchal, Madeira	69	72	71	—	—	März, April	67
30	Suez, Ägypten	59	69	49	Dezember	72	—	—
32	Jeruſalem	56	74	46	—	—	Mai	41
30	Dera Ismael Khan, Indien	51	55	59	Auguſt	65	Mai	39
					Dezember	58	Oktober	48
31	Shanghai, China	79	79	83	—	—	November	75
36	Tokio, Japan	75	69	82	September	86	Februar	65
39	Liſſabon	71	81	62	—	—	Auguſt	61
40	Madrid	68	84	47	Dezember	85	—	—

Relative Feuchtigkeit.

N. Br. Grad.		Jahr.	Januar.	Juli.	Feuchtester Monat.		Trockenster Monat.	
38	Athen	62	75	47	Dezember	79	August	44
42	Tiflis (Transkaukasien)	67	76	56	Dezember	77		—
39	Lenkoran (Transkaukasien)	88	92	81	November	93		—
41	Petro-Alexandrowsk	49	74	33	—	—	Juni	32
38	Jarkand, Ostturkestan	*)	58	47	Dezember	67	April	29
40	Peking	61	58	76		—	April	49
43	Wladiwostok	77	76	87		—	Oktober	69
							März	70
45	Mailand	72	89	56	—	—	—	—
48	Wien	72	84	63	—	—	April	63
47	Budapest	71	87	57	—	—	—	—
46	Odessa	76	90	66	—	—	August	64
48	Lugan	69	86	55	—	—	August	52
48	Irgis	65	83	48	Februar	84	Juni	43
48	Chabarowka (Amur)	74	77	79	August	82	Oktober	64
							März	70
51	Brighton, England	82	92	74		—	Mai	72

*) Kein ganzes Jahr.

N. Br. Grad.		Jahr.	Januar.	Juli.	Feuchtester Monat.		Trockenster Monat.	
51	Brüssel	81	89	73	Dezember	90	Juni	72
53	Berlin	74	84	67	—	—	Mai	64
50	Kiew	77	90	68	—	—	—	62
51	Orenburg	76	92	58	Dezember	93	Juni	—
50	Sſemipalatinsk	64	76	52	Dezember	78	August	51
53	Barnaul	79	93	70	—	—	Mai	61
51	Hüttenwerk Nertschinsk	71	73	75	August	78	Mai	55
							Oktober	70
50	Blagoweschtschensk	70	76	72	August	77	April	55
							Oktober	65
62	Thorshaven, Farör	84	85	86	—	—	Mai	79
62	Dovre, Norwegen	80	88	83	Dezember	89	Juni	67
60	Upsala	85	92	71	—	—	Juni	69
60	St. Petersburg	82	90	74	—	—	Mai	71

N. Br. Grad.		Jahr.	Januar.	Juli.	Feuchtester Monat.		Trockenster Monat.	
57	Kostroma und Kosmodemjansk	76	87	67	—	—	Mai	63
58	Jekaterinenburg und Bogoslowsk	79	91	72	—	—	Mai	65
58	Tobolsk	80	92	70	—	—	Mai	65
70	Alten, Norwegen.	78	87	69	—	—	Juni	67
65	Archangelsk, Kem	84	89	76	—	—	Juni	74
73	Sagastyr, Lenamündung	87	83	92	—	—	Februar	81

Ende des ersten Teiles.

Breite-Grad.	Länge von Greenwich.	Höhe üb. d. M.-N. m	Ortsbenennungen.		Januar.	März.	April.	Mai.	Juli.	September.	Oktober.	November.	Jahr.
78—80 N.	59-73 W.	0	Nördlich von Nowaja Semlja		—23.5	—27.6	—18.8	—10.4	1.6	—6.7	—17.2	—25.4	—15.8
72—74	53—55	*)	Westküste von „		—12.4	—14.2	—13.5	—3.7	4.7	—0.2	—3.5	—13.1	—7.0
71½	156	5	Point Barrow		—29.1	—26.8	—20.3	—5.3	6.1	—0.5	—13.6	—23.2	—13.5
75	111	—	Winterhafen		—35.8	—27.9	—22.3	—8.5	5.8	—5.3	—19.5	—29.3	—17.1
70	22	*)	Boothia, Nordspitze Amerikas		—32.1	—33.3	—18.8	—9.0	5.2	—2.8	—12.6	—21.1	—15.4
81½-82½	61—65	*)	Grinelland		—39.1	—33.5	—25.1	—9.9	2.8	—9.0	—22.7	—30.7	—19.9
78—79	70—73	*)	3 Stat. an d. W.-Küste Grönlands		—33.6	—34.4	—23.1	—8.0	2.9	—8.6	—18.2	—24.0	—17.2
71	52	*)	Omenak (West-		—19.8	—18.4	—12.7	—0.4	6.7	0.8	—4.7	—8.5	—7.0
64	52	*)	Godthaab (Grönland		—10.9	—9.1	—5.5	0.1	5.5	1.5	—1.2	—5.5	—2.9
74½	18	*)	J. Sabine, Ostgrönland		—24.2	—23.3	—16.5	—5.4	3.8	—4.6	—13.8	—18.3	—11.7
63½	162	**)	S. Michaels, Alaska.		—18.1	—12.5	—5.5	0.4	11.7	6.3	—2.2	—7.6	—3.6
56 S.	119	**)	Dunvegan		—23.9	—10.1	1.3	9.9	15.7	7.6	1.1	—9.1	—4.4
57	135	4	Sitcha, Alaska		—0.4	2.0	4.9	8.3	13.2	10.8	7.2	3.4	6.3
45½	122	15	Ft. Vancouver		2.6	7.1	11.7	14.4	19.4	16.0	11.4	7.1	11.0
38	122	46	S. Franzisko		9.6	11.1	11.2	12.6	13.8	14.9	14.2	12.5	12.5
37	120	122	Ft. Miller, Kalifornien	Vereinigte Staaten	8.4	14.2	17.8	20.7	30.6	25.0	19.6	12.9	18.8
35	115	184	Mohave, Arizona		10.9	17.7	22.9	26.4	34.2	28.7	23.6	16.3	22.6
35½	106	2077	Santa Fé, Neu Mexiko		—2.3	4.7	10.0	14.6	21.3	17.4	11.0	3.4	10.9
41	112	1298	Salzseestadt		—2.8	5.3	9.4	15.4	25.0	17.8	12.5	5.3	11.1
39	105	4314	Pikes Pik		—15.9	—13.1	—11.0	—5.5	5.0	—0.7	—6.1	—11.3	—7.1
39½	105	1606	Denver		—3.8	4.2	8.3	4.9	23.2	15.9	10.3	3.8	9.7
26	98	15	Ft. Brown, Texas		15.3	20.3	23.4	26.2	28.8	26.8	23.6	20.2	22.9
36	95	171	Ft. Gibson, Indian Territ.		3.8	10.8	16.9	20.6	27.1	23.0	16.6	9.8	15.8
30	90	7	New-Orleans		12.6	17.6	20.4	24.3	27.8	26.0	20.8	16.3	20.6

*) Nicht sicher bekannt, aber jedenfalls sehr klein.

**) Nicht sicher bekannt.

Tabelle 1. Mitteltemperaturen in Celsius-Graden.

Breite-Grad.	Länge von Green-wich.	Höhe üb. d. M.-N. m	Ortsbenennungen.		Januar.	März.	April.	Mai.	Juli.	September.	Oktober.	November.	Jahr.
38½ N.	90 W.	147	St. Louis, Missouri	Verein. Staaten	—0.5	6.3	13.5	18.6	25.6	20.3	12.9	6.6	12.8
42½	91	207	Dubuque		—6.5	0.9	8.9	15.8	23.4	17.3	9.3	2.0	8.7
45	93	244	St.-Paul		—11.5	—3.3	6.1	13.9	20.1	14.4	7.3	—0.8	5.8
46½	96	300	Breckenridge		—16.0	—7.7	4.1	13.7	21.4	13.7	5.8	—3.6	3.6
50	97	230	Winnipeg, Manitoba		—20.5	—11.4	0.9	10.9	19.1	10.9	3.5	—8.6	0.4
46½	92	207	Superior	Vereinigte Staaten	—11.2	—5.0	2.3	7.7	17.5	12.1	5.6	—1.2	3.2
39½	81	204	Marietta, Ohio		—0.5	5.3	11.5	16.5	22.8	18.1	11.1	5.5	11.2
43½	79	104	Toronto, Canada		—4.7	—1.1	5.1	11.0	19.8	14.3	7.7	2.4	6.8
47	71	91	Quebeck, „		—11.2	—5.3	2.2	10.1	20.2	13.7	6.9	—1.6	4.2
57	92	*)	Faktorei Jork		—23.3	—18.3	—7.4	2.2	13.4	5.6	—2.9	—11.8	—5.6
59	63	5	Rama Labrador		—17.9	—14.8	—7.9	0.7	8.1	5.9	0.7	—2.7	—3.4
47½	52	47	S.-John, New-Foundland		—4.5	—2.3	1.5	6.7	15.6	12.4	8.1	2.7	5.1
44½	73	105	Burlington		—6.9	—1.6	5.4	12.5	20.7	15.2	8.6	2.1	6.8
44½	71	1916	Mt. Washington	Vereinigte Staaten	—14.1	—11.0	—5.7	—0.4	7.8	3.8	—2.0	—7.9	—3.2
40	75	11	Philadelphia		—0.4	4.8	10.4	16.4	24.5	18.7	12.2	6.6	11.6
33	80	6	Charleston		9.6	14.7	18.4	22.7	26.8	23.4	18.5	14.1	18.6
26	80	6	Dallas, Florida		18.7	21.2	23.7	25.2	27.6	26.8	25.2	22.9	23.7
19½	99	2278	Mexiko		12.5	16.6	18.4	19.5	18.4	17.1	15.6	13.6	16.2
14½	90	1480	Guatemala		16.7	18.7	20.3	20.2	19.2	19.2	18.6	17.7	18.6
18	62	*)	S. Anns, Trinidad,		24.5	24.8	25.6	26.3	25.7	26.1	26.1	25.7	25.5
10½	67	927	Caracas, Venezuela		20.3	20.7	22.5	23.3	22.3	22.5	21.9	21.8	21.8
4½	74	2660	Bogota, Columbia		13.9	15.1	14.7	14.6	13.5	13.9	14.7	15.0	14.4
3½ S.	73	95	Iquitos, Oberer Amazonas		25.2	24.6	25.0	24.2	23.4	24.6	25.1	25.8	24.6
½ S.	78	4060	Antisana, Ekuador		6.2	5.6	5.9	5.5	3.0	4.0	5.0	5.5	4.9

*) Nicht sicher bekannt, aber jedenfalls sehr klein.

Breite-Grad.	Länge von Greenwich.	Höhe üb. d. M.-N. m	Ortsbenennungen.	Januar.	März.	April.	Mai.	Juli.	September.	Oktober.	November.	Jahr.
23 S.	43 W.	*)	Rio Janeiro, Brasilien	26.6	26.2	24.8	22.5	20.6	22.0	22.9	23.8	23.6
32	52	*)	Pelotas	24.2	22.5	18.8	14.9	12.0	15.0	16.6	19.1	17.8
34½	58	22	Buenos Ayres	24.4	21.0	16.6	13.5	9.4	14.0	17.0	20.0	17.0
26	58	100	Villa Formosa	27.2	25.3	21.7	18.8	17.2	19.5	22.6	24.6	22.3
29	67	540	Saladillo (Rioja)	24.9	20.9	17.1	13.1	9.7	15.3	19.0	23.5	18.3
33	68	780	Mendoza	24.3	20.0	16.5	12.2	7.1	12.6	16.4	19.9	15.9
43½	65	30	Chubut	20.9	18.0	11.6	7.7	6.2	10.9	14.9	18.7	13.5
51½	58	*)	Falklands Inseln	9.6	9.2	6.6	4.6	2.5	4.4	5.9	7.1	6.0
55	68	30	Ushuaia (Feuerland)	10.6	7.7	5.7	3.5	—0.6	3.4	6.0	7.9	5.4
54½	38	*)	Südgeorgien	4.6	3.5	0.5	—0.2	—2.3	—0.9	1.3	2.9	1.4
40	73	*)	Baldivia,	17.1	14.4	12.1	9.9	7.3	9.2	11.6	13.5	12.0
33½	71	569	Santiago	18.9	16.4	13.1	9.6	7.3	10.7	13.0	15.8	13.1
30	71	*)	Serena	18.5	17.0	15.8	13.6	11.9	14.6	15.5	16.4	15.4
18½	70	*)	Arica, Peru	22.0	21.3	20.0	18.9	17.6	17.2	18.9	20.6	19.7
17½	66	2208	Cochabamba, Bolivien	18.0	17.3	18.9	17.1	15.2	17.8	20.0	19.0	17.6
16	6 E.	13	Insel S. Helena	23.0	23.9	23.4	21.9	18.8	19.1	19.9	20.8	21.3
34	18	12	Kapstadt	20.4	19.1	17.3	14.4	12.6	14.1	16.2	17.9	16.5
5	12	*)	Chinchoxo, Loango, Südafrika	25.2	26.3	25.4	24.3	21.7	23.2	24.7	25.7	24.4
9	17	*)	Loanda	24.9	25.6	25.4	23.8	19.1	20.8	22.8	25.1	23.1
20	57	*)	Insel Mauritius	27.6	27.0	26.6	24.7	22.2	22.8	24.6	25.9	25.1
0°	33	1300	Rubaga	21.0	22.1	21.9	22.0	21.8	20.9	21.5	21.6	21.4
16 N.	18	*)	San Louis	20.2	19.2	20.1	21.0	26.9	28.0	27.2	22.7	23.2
15	12	*)	Bakel	24.7	29.7	24.1	32.4	26.6	27.9	28.1	28.4	28.7
5	31 E.	465	Lado und Gondokoro, Ostsudan	28.0	29.6	27.4	26.3	24.0	25.0	25.8	26.2	26.7

Argentinien. Chile. Senegal

*) Nicht sicher bekannt, aber jedenfalls sehr klein.

Breite-Grad.	Länge von Greenwich.	Höhe üb. d. M.-N. m	Ortsbenennungen.	Januar.	März.	April.	Mai.	Juli.	September.	Oktober.	November.	Jahr.
15 1/2 N.	33 E.	388	Chartum (Ostsudan	19.7	28.6	30.8	33.2	33.1	29.3	29.2	27.5	28.5
15 1/2	36	*)	Massaua (	25.5	28.0	29.9	37.2	34.6	33.7	32.3	30.0	31.4
21 1/2	39	*)	Djeddah, Arabien	22.5	23.9	26.4	27.7	30.4	29.7	27.9	26.5	26.4
32 1/2	17 W.	*)	Funchal, Madeira	15.9	15.9	17.1	18.1	21.9	22.4	20.7	18.4	18.8
37	3 E.	[illegible]	Algier, Algerien	12.1	13.9	16.8	19.0	24.1	23.4	19.7	15.8	18.1
[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]

Breite= Grad.	Länge von Green= wich.	Höhe üb. d. M.=N. m	Ortsbenennungen.	Januar.	März.	April.	Mai.	Juli.	September.	Oktober.	November.	Jahr.
32 N.	35 E.	770	Jerusalem	8.5	11.6	16.9	20.0	24.1	23.3	20.3	15.8	17.3
31	30	19	Alexandrien	14.6	16.3	19.0	21.3	25.3	25.3	23.7	20.4	20.6
30	36	33	Kairo	12.4	16.9	21.5	25.6	29.2	25.8	22.8	19.0	21.6
33½	44	63	Bagdad	10.9	17.6	21.8	30.0	34.3	29.6	23.9	16.6	22.8
29	51	8	Buschir, Süd-Persien	14.1	17.1	22.1	27.3	31.2	29.6	25.4	20.6	23.2
30	67	1680	Quetta, Beludschistan	4.7	10.3	14.8	19.8	24.9	19.3	13.5	7.4	14.3
44	1 W.	60	S. Martin, Landes (Frankreich)	6.3	9.0	12.2	15.5	20.2	18.0	13.1	8.7	12.3
45½	5 E.	175	Lyon (Frankreich)	2.4	6.8	11.8	15.9	21.2	17.2	11.7	5.7	11.5
48½	2	184	Versailles (Frankreich)	2.7	5.9	10.1	13.6	18.9	15.3	11.5	5.8	10.5
48½	4 W.	64	Brest (Frankreich)	6.7	7.3	11.1	13.2	17.9	16.0	12.3	8.3	11.7
51	4 E.	57	Brüssel (Frankreich)	2.0	5.2	9.0	13.1	18.0	14.6	10.4	5.3	9.2
52	10 W.	7	Valentia, Irland	6.1	7.4	9.6	11.9	15.6	13.6	11.6	8.2	10.2
51½	0	48	Greenwich (Großbritannien)	3.5	5.3	9.5	12.6	17.7	15.1	11.1	5.9	10.3
56	3 W.	82	Edinburg (Großbritannien)	2.9	4.4	7.3	10.3	14.6	12.2	8.9	4.7	8.4
60	1	8	Bressay, Shetlands-Inf. (Großbritannien)	3.3	3.5	5.3	8.1	11.9	11.2	8.1	7.3	7.4
65	23	11	Stikkisholm, Island	—2.2	—2.3	0.6	4.3	9.5	6.7	3.2	0.6	2.3
69	16 E.	6	Andenes (Norwegen)	—1.5	—2.3	0.2	4.1	10.5	8.1	3.6	0.5	3.2
62	6	14	Aalesund (Norwegen)	1.6	1.3	4.1	7.2	12.6	10.3	7.3	3.4	6.3
59	5	4	Skudesues (Norwegen)	1.4	1.6	4.7	8.3	13.7	12.1	8.3	4.2	7.0
60	11	25	Christiania (Norwegen)	—4.3	—1.6	3.3	9.3	16.6	11.2	5.3	0.2	5.1
62	9	643	Dovre (Norwegen)	—9.6	—6.3	—1.1	4.5	11.3	6.4	0.4	—5.6	0.3
60	18	24	Upsala (Schweden)	—4.3	—2.7	2.6	8.3	16.5	10.3	5.2	—0.2	4.3
57½	18	16	Wisby (Schweden)	—0.5	—0.3	3.4	7.5	16.0	12.5	7.3	3.3	6.4
55½	13	13	Kopenhagen	—0.1	1.1	5.7	10.1	16.6	12.3	8.2	3.4	7.4
53½	10	26	Hamburg (Deutschland)	—0.4	3.4	7.6	12.2	17.3	13.6	8.9	3.9	8.5
51½	11	1142	Brocken (Deutschland)	—5.4	—3.6	0.7	5.3	10.7	8.1	4.0	—1.0	2.4

Breite-Grad.	Länge von Greenwich.	Höhe üb. d. M.-N. m	Ortsbenennungen.		Januar.	März.	April.	Mai.	Juli.	September.	Oktober.	November.	Jahr.
51½ N.	12 E.	119	Leipzig		—1.2	3.3	8.3	13.0	18.0	13.9	9.0	3.1	8.5
52½	13	48	Berlin		—0.8	3.4	8.5	13.4	18.3	14.5	9.7	3.6	9.0
54½	20	43	Königsberg		—3.1	—0.1	5.6	10.9	17.3	13.0	8.0	1.7	6.6
50½	8	160	Gießen	Deutschland	—0.5	3.6	8.5	12.6	18.1	13.3	9.0	3.3	8.5
48	12	530	München		—3.0	2.3	7.4	12.0	17.2	12.9	8.0	2.1	7.4
47½	9	407	Friedrichshagen		—1.9	3.3	7.8	13.2	18.2	14.0	9.2	3.4	8.4
48½	8	144	Straßburg		—0.8	6.0	9.8	15.1	19.2	15.1	10.1	5.3	10.2
47	9	2467	Säntis		—9.0	—7.3	—3.2	0.3	5.4	3.2	—0.7	—6.3	—2.2
46	6	408	Genf		—0.1	4.6	9.0	13.2	18.3	14.7	9.9	4.5	9.3
46	7	2478	St. Bernhard	Schweiz	—9.0	—7.3	—3.3	0.5	6.2	3.3	—0.5	—5.3	—1.8
46	7	3300	Theodulpaß		—12.7	—12.1	—8.2	—4.7	1.7	—1.1	—4.8	—9.6	—6.4
47	9	1785	Rigi		—5.5	—3.5	0.2	4.3	9.3	6.8	3.7	—1.0	1.8
46½	10	1715	Bevers		—9.6	—4.2	1.2	6.9	12.7	8.0	3.0	—3.4	1.7
47½	11	600	Innsbruck		—3.4	3.5	9.1	13.0	17.9	14.2	9.3	2.4	8.0
46½	14	2047	Hochobir		—6.6	—5.3	—1.2	2.7	9.5	6.4	2.6	—3.5	0.7
46½	14	440	Klagenfurt		—6.2	1.7	8.6	13.3	18.9	13.8	8.6	1.2	7.2
47	15	1020	Tamsweg		—8.0	—0.9	5.1	9.3	14.5	10.8	5.4	—1.4	4.2
48	16	197	Wien	Österr.	—1.6	3.7	9.4	13.9	19.7	15.2	10.0	3.3	9.1
50	14	201	Prag	Ungarn	—2.0	3.5	9.4	14.9	20.0	15.5	10.1	3.9	9.5
49½	19	1019	Javorina (Karpathen)		—8.1	—4.1	3.2	8.6	14.2	8.7	4.6	—2.7	3.1
49½	19	502	Arvavarallia (Karpath.)		—6.0	—0.4	6.5	11.5	16.2	11.8	7.6	0.9	5.9
47½	19	53	Budapest		—1.9	4.2	10.8	15.6	21.4	16.2	10.5	3.7	10.0
46	16	153	Zaghrab (Agram)		—0.3	6.1	11.8	15.6	21.7	17.0	12.2	5.4	11.1
44½	15	560	Gospic		—2.5	3.1	8.8	13.1	18.9	14.6	9.9	3.3	8.5
70½	31	10	Wardö	Nördliches	—5.7	—5.0	—1.8	1.5	8.7	6.5	1.6	—2.4	0.6
69½	30	20	Sydvaranger	Norwegen	—11.1	—8.7	—3.3	2.2	12.1	6.4	—0.3	—6.3	—1.1

Breite-Grad.	Länge von Greenwich.	Höhe üb. d. M.-N. m	Ortsbenennungen.	Januar.	März.	April.	Mai.	Juli.	September.	Oktober.	November.	Jahr.
68 N.	24 E.	300	Muonioniska	—17.8	—11.3	—3.6	3.1	14.0	5.4	—2.7	—10.3	—2.7
67	41	50	Leuchtturm Orlow	—12.2	—9.7	—4.5	—0.1	8.6	4.9	—0.4	—5.6	—2.5
66	24	10	Torneo und Haparanda	—12.3	—8.2	—1.5	4.1	15.5	7.9	1.3	—5.4	0.3
65	35	10	Kem	—11.3	—6.3	—0.4	4.3	14.8	8.1	1.5	—4.5	0.9
64½	41	10	Archangelsk	—13.6	—7.4	—1.0	5.0	15.9	8.3	1.5	—5.7	0.4
63	28	90	Kuopio	—10.9	—5.8	1.0	7.5	17.3	9.7	3.0	—3.2	2.5
62	34	50	Petrosawodsk	—11.3	—5.7	0.8	7.1	16.8	9.6	3.5	—2.8	2.4
61½	51	100	Ustsyssolsk	—15.2	—6.6	0.3	6.6	16.5	7.8	0.5	—6.9	0.3
61½	31	60	J. Walaam	—9.6	—4.7	1.6	7.6	15.7	10.5	4.0	—1.0	3.1
60	25	20	Helsingfors	—6.9	—4.3	1.0	7.3	16.4	10.8	5.6	—0.5	3.9
60	30	10	Petersburg	—9.4	—4.6	2.1	8.8	17.8	10.8	4.5	—1.5	3.7
60	23	10	Hangö	—4.3	—3.4	0.4	5.1	15.1	11.6	6.4	1.6	4.4
60	60	190	Bogoslowsk	—19.4	—10.0	—0.4	7.3	17.0	7.1	—0.9	—10.3	—1.4
59½	39	120	Lehrferm von Wologda	—11.8	—6.0	2.2	8.5	17.6	9.6	2.8	—4.0	2.8
59½	21	10	Baltisch Port	—5.4	—3.3	1.6	7.5	16.1	11.6	6.3	0.6	4.6
58½	50	100	Slobodskoj	—14.6	—6.7	1.7	9.4	18.6	9.4	1.9	—5.4	1.7
58½	33	170	Naronowo, Gouv. Nowgorod	—11.6	—5.9	2.1	10.0	17.2	9.3	3.0	—3.4	2.7
58½	27	700	Dorpat	—8.0	—3.6	2.7	9.6	17.3	10.3	5.0	—1.2	4.2
58	56	130	Perm	—16.6	—7.9	1.5	9.6	18.7	8.5	1.4	—5.1	1.1
58	60	180	Nishnetagilsk	—16.7	—7.6	1.5	9.4	18.2	8.5	1.0	—7.4	0.7
58	41	110	Kostroma	—12.6	—5.6	2.6	10.9	19.1	10.3	2.3	—3.5	3.0
57	61	270	Jekaterinenburg	—16.5	—8.0	1.5	9.4	17.5	8.4	0.9	—7.0	0.5
56½	24	10	Mitau	—5.0	—1.0	4.9	11.0	17.6	12.4	6.9	0.9	6.4
56½	21	10	Libau	—3.2	—0.5	4.2	9.3	16.9	13.2	8.4	2.5	6.5
56	63	100	Dolmatow	—16.4	—8.5	2.4	11.6	19.4	10.0	2.0	—6.1	1.6
56	49	80	Kasan	—13.8	—7.0	3.2	11.9	19.6	10.8	3.7	—3.6	2.9

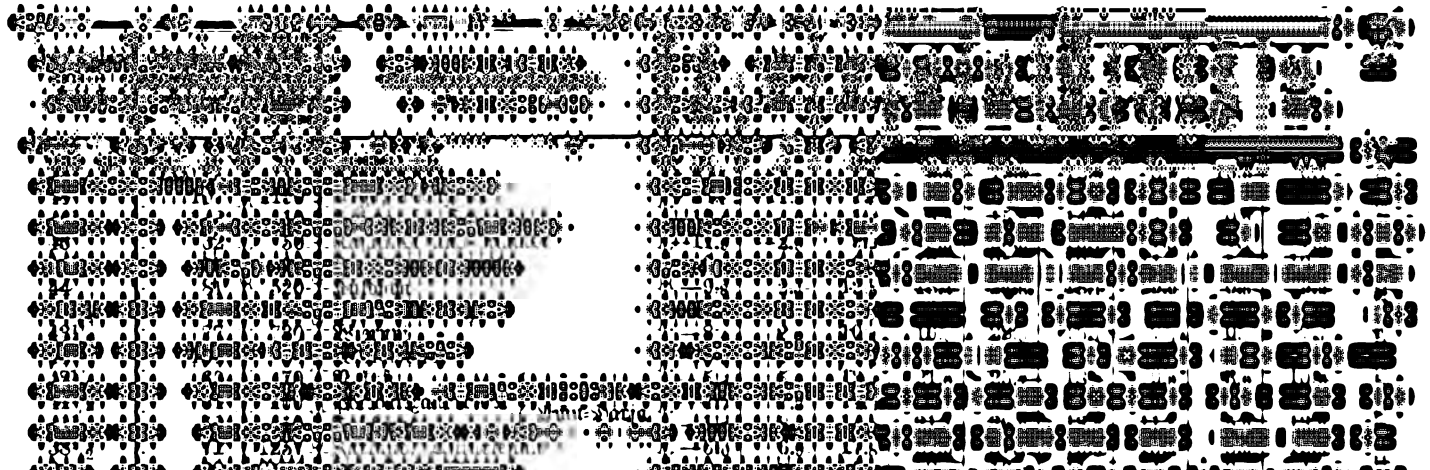
Tabelle 1. Mitteltemperaturen in Celsius-Graden.

Breite-Grad.	Länge von Greenwich.	Höhe üb. d. M.-N. m	Ortsbenennungen.	Januar.	März.	April.	Mai.	Juli.	September.	Oktober.	November.	Jahr.
56 N.	38 E.	160	Moskau	—11.1	—4.8	3.4	11.6	18.9	11.2	4.3	—2.5	3.9
55	60	410	Slatoustow	—16.7	—9.2	0.9	9.0	16.6	8.0	0.9	—6.8	0.1
54½	56	170	Ufa	—14.8	—6.5	3.0	12.0	20.0	11.3	3.0	—4.5	2.8
54½	25	120	Wilno	—5.5	—0.6	6.0	15.5	18.7	12.9	7.3	1.1	6.6
54½	48	140	Sſimbirsk	—13.5	—6.8	3.1	12.3	20.2	11.1	3.6	—3.9	3.1
54½	31	210	Gorki	—8.4	—3.2	4.4	11.9	18.0	11.5	5.4	—1.2	4.8
54	40	90	Gulinki, Gouv. Rjaſan	—11.2	—6.7	3.6	12.1	18.9	11.5	4.4	—2.3	3.8
53	45	190	Penſa	—11.0	—5.7	4.1	13.4	20.4	12.0	4.5	—2.4	4.3
53	50	60	Sſamara	—13.5	—6.7	4.1	13.8	21.3	12.6	4.5	—2.7	4.0
53	40	190	Sſamartyn, Gouv. Tambow	—10.8	—5.0	3.8	12.4	19.4	11.9	4.6	—1.7	4.3
53	46	200	Poljanki, Gouv. Sſaratow	—11.8	—5.4	4.0	12.0	18.7	10.5	3.7	—2.9	3.4
52	21	120	Warſchau	—4.5	0.7	7.3	13.2	18.8	13.6	8.1	1.4	7.4
52	55	110	Orenburg	—15.3	—9.0	3.2	14.0	21.6	12.9	3.8	—3.9	3.3
52	36	210	Kursk	—10.2	—3.9	4.9	13.1	19.6	12.7	5.8	—1.2	5.0
51½	46	60	Sſaratow	—10.9	—4.9	4.9	14.1	21.9	13.6	5.7	—1.1	5.3
51	47	50	Lehrferm von Sſamara	—12.2	—6.7	3.6	13.7	21.7	13.3	5.5	—1.9	4.5
50½	31	180	Kiew	—6.1	—0.6	6.7	13.6	19.1	13.8	7.6	1.2	6.8
50½	38	150	Nikolaewka, Gouv. Woroneſh	—9.4	—3.1	6.0	14.1	20.1	13.1	6.0	—0.2	5.7
50	24	298	Lwow (Lemberg) Oſtgalizien	—4.5	0.4	6.9	12.9	17.9	13.1	8.5	0.9	7.1
49½	35	140	Poltawa	—7.5	—1.4	6.7	14.3	20.5	14.5	7.9	1.1	6.9
48½	45	30	Zaryzin	—10.4	—3.2	6.5	15.6	23.7	15.7	7.2	0.4	6.9
48½	27	220	Kamenez-Podolsk	—3.6	1.5	8.6	14.7	20.0	14.4	9.4	2.8	8.4
48½	39	60	Lugan	—8.3	—1.8	7.9	16.0	22.8	15.8	8.2	1.4	7.6
48½	26	257	Czernowitz, Bukowina	—4.0	1.2	8.3	14.8	19.9	14.6	10.0	2.1	8.1
47½	40	40	Nowotſcherkaſſk	—6.2	—0.6	8.2	15.7	23.5	16.9	9.7	3.4	8.8
47	29	90	Kiſchinew	—3.0	2.8	9.8	16.3	22.7	16.4	11.0	4.2	10.0

Breite-Grad.	Länge von Greenwich.	Höhe üb. d. M.-N. m	Ortsbenennungen.	Januar.	März.	April.	Mai.	Juli.	September.	Oktober.	November.	Jahr.
47 N.	52 E.	20	Nikolajew	—4.1	2.0	9.2	16.2	23.0	17.0	10.6	4.2	4.2
46 1/3	31	70	Odessa	—3.9	1.6	8.2	15.1	22.4	16.2	10.2	4.5	9.4
46 1/3	48	—20	Astrachan	—7.1	—0.5	9.4	17.3	25.5	17.7	10.0	3.4	9.4
45	42	550	Stawropol	—4.4	0.2	7.4	14.2	20.5	15.3	9.7	4.4	8.3
45	39	90	Jekaterinodar	—2.2	5.2	10.5	17.0	24.7	18.0	12.3	6.2	11.7
45	34	260	Sfimferopol	—0.6	3.3	9.0	14.6	20.7	16.1	10.2	6.2	10.1
44 1/3	34	40	Sfewaſtopol	1.3	5.2	9.7	15.7	23.2	18.4	13.4	8.6	12.1
44 1/3	34	40	Jalta	4.3	6.7	10.7	16.4	24.7	18.5	14.2	9.2	13.2
44 1/2	26	90	Bukarest	—2.9	3.5	11.5	16.2	22.3	17.7	12.1	5.2	10.6
44	26	37	Ruſchtſchuk	—1.5	5.3	12.4	17.3	24.1	19.2	11.3	7.2	11.2
43 1/2	46	130	Grosnoje, Gebiet des Terek	—3.1	2.6	9.3	17.3	25.1	19.1	12.4	5.1	11.0
43	45	680	Wladikawkas	—4.7	1.5	8.6	14.9	20.8	15.5	10.4	4.3	8.7
43	41	5	Sfuchum-Kale	6.1	8.3	12.6	17.1	22.6	20.2	17.2	14.1	14.7
43	47	*)	Petrowsk	—3.9	2.5	8.2	14.9	25.9	19.4	14.2	7.4	11.5
42 1/2	44	2160	Gudaur	—7.4	—2.1	1.3	7.1	13.2	8.1	4.7	3.3	3.3
42 1/2	43	140	Kutais	4.5	6.6	13.4	18.4	23.1	19.9	16.4	12.2	14.4
42	42	*)	Poti und Redut-Kale	5.3	8.5	12.4	17.1	22.9	20.2	17.0	12.8	14.7
41 1/2	45	440	Tiflis	0.6	6.5	11.7	17.5	24.3	19.3	14.0	7.3	12.6
41	44	1470	Alexandropol	—10.6	—1.3	5.6	11.7	18.5	14.1	8.2	1.3	5.6
40 1/2	50	0	Baku	3.4	6.1	11.1	17.7	25.3	21.9	16.6	11.4	14.3
40	44	790	Aralich	—6.6	5.9	12.3	17.7	26.5	20.0	12.4	4.2	11.2
39	49	—20	Lenkoran	3.6	7.7	12.7	18.9	25.9	21.7	16.5	11.2	14.3
37	54	—20	J. Aſchur-Ade	7.0	10.5	15.1	20.7	27.2	24.3	20.1	14.7	17.6
73 1/2	127	5	Sagaſtyr, Lenadelta	—36.4	—34.3	—21.7	—9.5	4.9	0.3	—14.3	—26.3	—17.1

*) Nicht ſicher bekannt, aber jedenfalls ſehr klein.

Breite-Grad.	Länge von Greenwich.	Höhe üb. d. M.-N. m	Ortsbenennungen.	Januar.	März.	April.	Mai.	Juli.	September.	Oktober.	November.	Jahr.
71 N.	136 E.	10	Ustjansk	—41.4	—24.6	—18.9	—9.1	13.3	—1.9	—19.1	—31.5	—15.9
67½	134	50	Werchojansk	—50.5	—36.5	—15.1	—0.4	15.4	2.3	—13.9	—38.9	—17.1
66	88	20	Turuchansk	—28.2	—14.4	—10.8	—1.8	15.7	3.3	—7.3	—19.7	—7.7
64	65	30	Beresow	—22.2	—11.8	—6.1	1.5	16.7	5.5	—4.1	—15.9	—4.5
62	130	160	Jakutsk	—42.7	—23.7	—9.6	4.5	18.8	5.6	—9.1	—29.8	—11.1
60	121	200	Olekminsk (Gebiet Jakutsk)	—35.5	—19.2	—4.7	3.2	18.6	5.9	—5.1	—22.4	—7.7
60	118	230	Kurutschanskaia und Matchinskaia, (Gebiet Jakutsk)	—37.2	—17.6	—7.3	3.1	14.5	3.8	—6.3	—20.3	—8.5
59½	80	60	Narym	—22.2	—11.0	—2.3	6.2	19.5	8.6	—1.4	—12.3	—2.1
59½	143	10	Ochotsk	—23.7	—13.7	—5.6	2.3	12.9	8.2	—3.2	14.6	—5.1
59	115	800	Goldwäsche v. Wosnessensk	—24.8	—15.0	—5.1	3.0	16.6	5.4	—7.4	—17.4	—5.7
58½	92	80	Jenisseisk	—23.5	—9.0	—2.1	6.7	19.6	7.7	—1.3	—13.6	—2.2
58	68	50	Tobolsk	—19.0	—9.1	0.5	9.0	19.2	8.9	0.3	—9.9	—0.1
56½	85	70	Tomsk	—19.7	—10.4	—0.7	7.6	19.1	8.3	0.	—12.0	—0.7
56	69	100	Ischim	—20.1	—10.1	—0.2	10.5	18.9	9.4	0.8	—9.1	0.1
56	93	170	Krassnojarsk	—19.6	—7.7	1.6	9.6	19.4	9.9	1.5	—9.5	0.6
54	91	300	Minussinsk	—22.2	—6.9	5.1	9.7	20.0	9.6	2.3	—9.0	0.5
53½	83	140	Barnaul	—19.3	—10.9	0.9	10.6	19.6	9.9	1.4	—8.9	0.3
53	141	20	Nikolajewsk am Amur	—23.2	—13.6	—3.2	3.8	16.5	10.1	1.5	—10.2	—2.7
53	159	10	Petropawlowsk	—8.4	—4.8	—0.9	4.4	14.6	10.8	4.4	—1.5	2.3
52½	104	460	Irkutsk	—20.1	—8.6	2.4	9.1	18.6	9.6	1.1	—10.5	0.
51½	120	660	Hüttenwerk Nertchinsk	—29.4	—12.9	—0.6	8.1	18.4	8.5	—1.7	—15.7	—3.7
51	71	310	Atmollinsk	—18.2	—9.8	1.8	13.3	20.4	11.0	2.0	—6.0	1.5
50½	80	180	Ssemipalatinsk	—18.2	10.7	3.2	13.4	22.5	12.5	3.0	—7.4	2.4
50	128	170	Blagoweschtschensk	—25.5	—10.1	1.8	9.7	20.7	10.9	0.6	—13.9	—1.2
48½	61	110	Irgis	—15.9	—7.6	6.2	17.2	24.4	14.9	5.3	—3.0	4.8



42	134	9.	Hakodate	Japan	−2.6	1.7	6.8					
38	139	5	Niigata,		2.2	5.8	10.7	16.1	26.0	22.9	15.5	9.8	13.8
36	140	7	Tokio (Jeddo),		2.8	7.0	12.2	17.1	25.0	21.8	14.7	8.9	13.6
40½	140	*)	Niutschwang, Mandschurei		−12.0	−0.1	8.6	15.7	25.4	18.5	10.3	3.1	8.4
40	116	37	Peking, China		−4.6	5.1	13.8	19.9	26.1	20.1	12.5	3.8	11.8
31	121	7	Zikawey (Shanghai), China		2.1	8.2	13.9	19.4	27.8	23.0	17.4	10,7	15.1
22½	114	17	Insel Hongkong		15.3	18.2	22.8	26.0	28.7	26.7	24.2	19.9	21.5
25½	122	15	Kelung, Insel Formosa		14.2	16.4	18.9	23.4	28.2	26.5	23.2	18.9	21.4
21	106	**)	Hanoi, Tongking		15.4	18.6	24.3	28.8	30.5	28.6	25.4	21.8	24.2
11	107	*)	Saigon		25.3	28.5	28.7	29.4	27.5	27.0	27.0	26.2	27.2

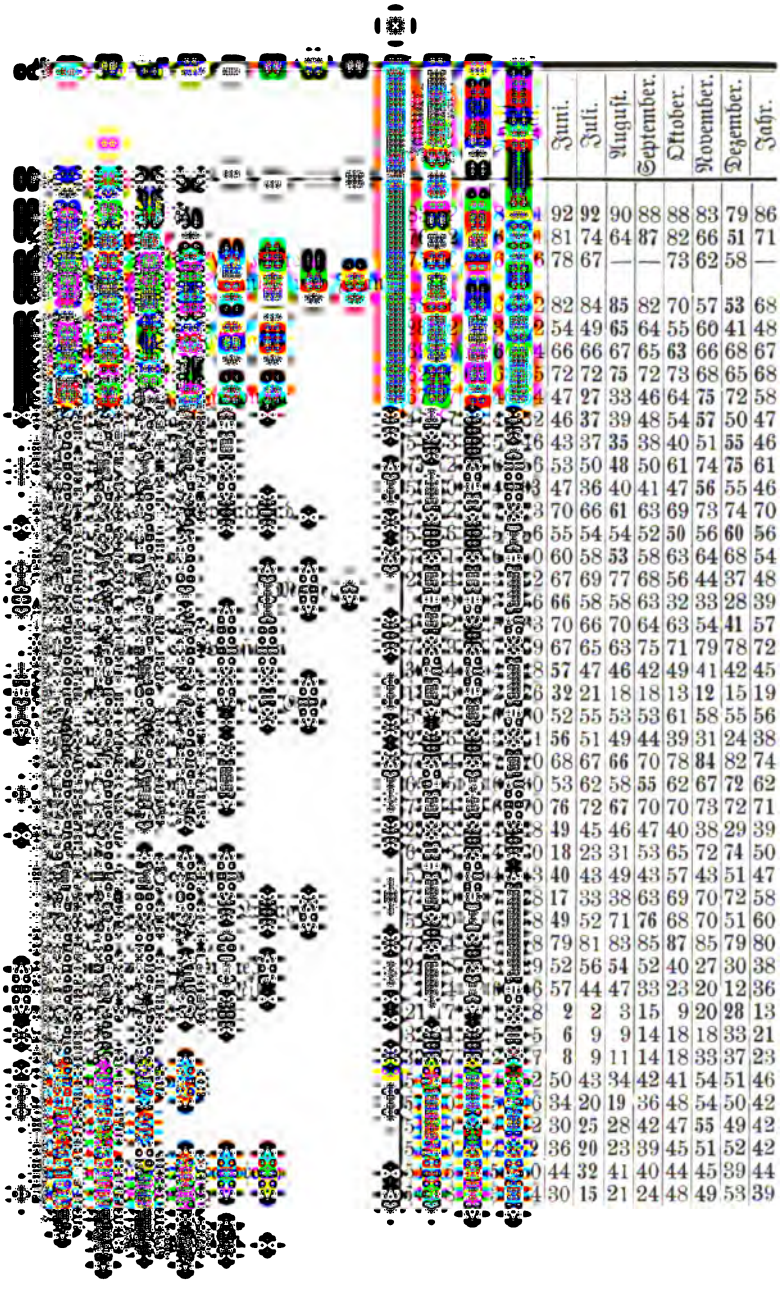
*) Nicht sicher bekannt, jedenfalls aber sehr gering.

**) Nicht sicher bekannt.

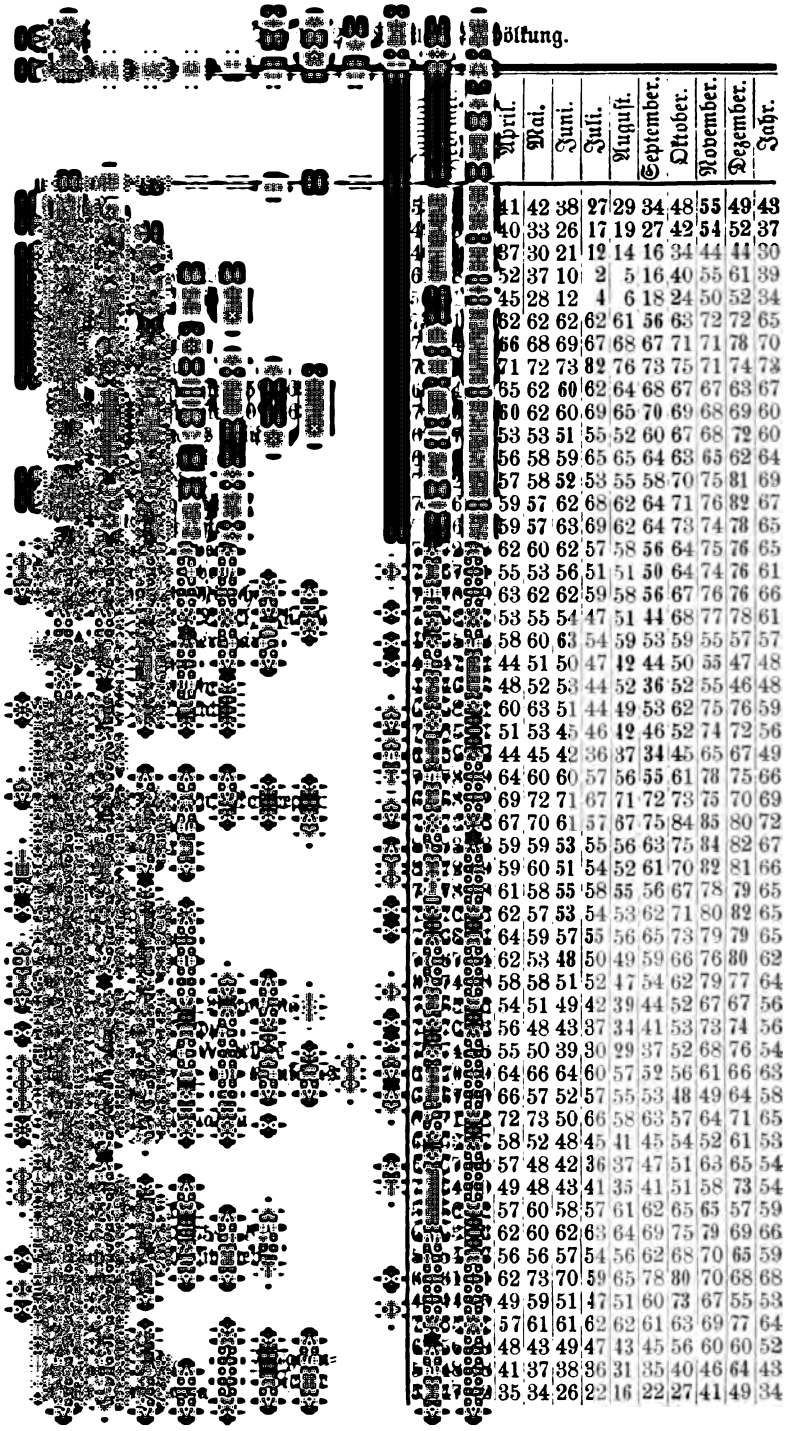
Ortsbenennungen.	Höhe üb. d. M.-R. m	Länge von Green-wich.	Breite= Grad.	Januar.	Februar.	März.	April.	Mai.	Juni.	September.	October.	November.	Jahr.
Port Blair, Andamanen	19	92. E.	11½ N.	26.2	27.6	28.5	27.4	26.7	26.2	26.4	26.7	26.8

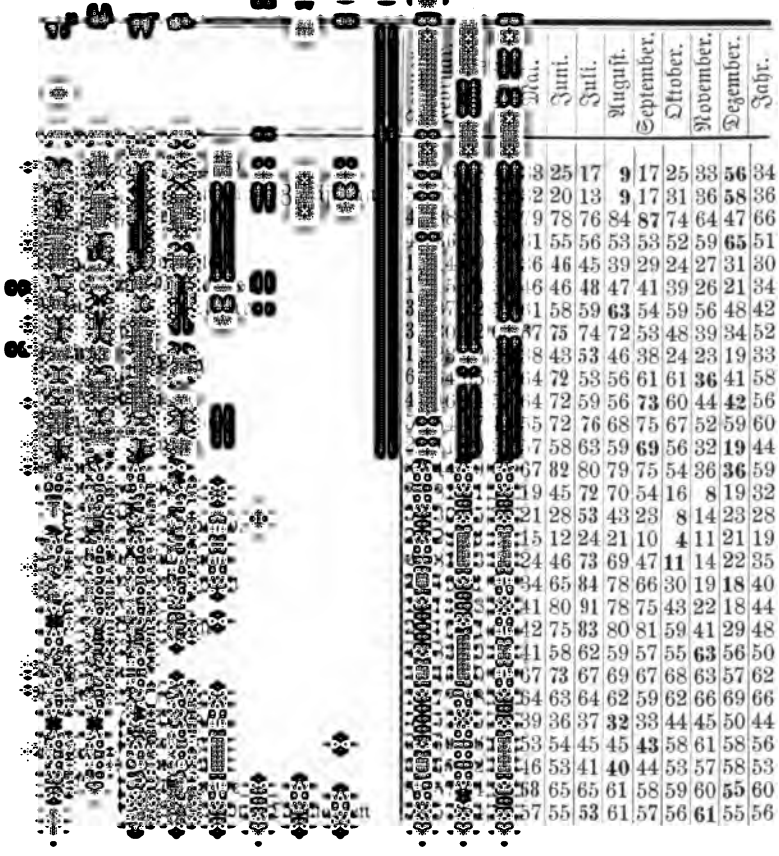
Breite= Grad.	Länge von Green= wich.	Höhe üb. d. M.=N. m	Ortsbenennungen.			Januar.	März.	April.	Mai.	Juli.	September.	Oktober.	November.	Jahr.
6 S.	107° E.	7	Batavia, Insel Java			25.1	25.8	26.2	26.3	25.6	26.2	26.2	26.1	25.8
17	140	10	Insel Sweers,			28.6	28.7	28.1	23.9	21.2	24.9	27.2	29.2	26.1
27½	153	*)	Brisbane			25.1	23.2	20.7	17.6	13.7	17.4	20.8	22.7	20.0
30½	150	508	Narrabri			29.1	25.4	20.3	15.3	10.3	15.9	21.3	24.1	20.3
36	149	1414	Kiandra	Neu=	Australien	14.3	10.4	7.2	3.9	0.6	4.7	6.9	9.2	7.3
34	151	47	Sidney	Süd=	Australien	21.3	20.3	18.1	14.7	11.2	14.7	17.5	19.1	17.1
35½	145	125	Daniliquin	Wales	Australien	22.2	18.3	14.6	9.3	5.1	10.2	15.2	19.1	14.2
38	145	38	Melbourne		Australien	19.9	18.3	14.7	11.9	8.7	11.9	14.3	16.5	14.4
43	147	32	Hobarttown, Tasmanien		Australien	16.2	14.7	11.9	9.6	6.3	9.6	11.4	13.4	11.7
37	173	*)	Auckland,	Neu=Seeland		19.9	18.6	16.5	13.5	11.0	12.7	14.3	15.7	15.3
46	168	*)	Martendale	Neu=Seeland		14.6	12.4	10.1	7.4	5.3	9.4	10.4	12.2	10.2

*) Nicht sicher bekannt, jedenfalls aber sehr gering.



Juni.	Juli.	August.	September.	Oktober.	November.	Dezember.	Jahr.
92	92	90	88	88	83	79	86
81	74	64	87	82	66	51	71
78	67	—	—	73	62	58	—
82	84	85	82	70	57	53	68
54	49	65	64	55	60	41	48
66	66	67	65	63	66	68	67
72	72	75	72	73	68	65	68
47	27	33	46	64	75	72	58
46	37	39	48	54	57	50	47
43	37	35	38	40	51	55	46
53	50	48	50	61	74	75	61
47	36	40	41	47	56	55	46
70	66	61	63	69	73	74	70
55	54	54	52	50	56	60	56
60	58	53	58	63	64	68	54
67	69	77	68	56	44	37	48
66	58	58	63	32	33	28	39
70	66	70	64	63	54	41	57
67	65	63	75	71	79	78	72
57	47	46	42	49	41	42	45
32	21	18	18	13	12	15	19
52	55	53	53	61	58	55	56
56	51	49	44	39	31	24	38
68	67	66	70	78	84	82	74
53	62	58	55	62	67	72	62
76	72	67	70	70	73	72	71
49	45	46	47	40	38	29	39
18	23	31	53	65	72	74	50
40	43	49	43	57	43	51	47
17	33	38	63	69	70	72	58
49	52	71	76	68	70	51	60
79	81	83	85	87	85	79	80
52	56	54	52	40	27	30	38
57	44	47	33	23	20	12	36
2	2	3	15	9	20	28	13
6	9	9	14	18	18	33	21
8	9	11	14	18	33	37	23
50	43	34	42	41	54	51	46
34	20	19	36	48	54	50	42
30	25	28	42	47	55	49	42
36	20	23	39	45	51	52	42
44	32	41	40	44	45	39	44
30	15	21	24	48	49	53	39


ölkung.
April.
Mai.
Juni.
Juli.
August.
September.
Oktober.
November.
Dezember.
Jahr.



Juni.	Juli.	August.	September.	Oktober.	November.	Dezember.	Jahr.
25	17	**9**	17	25	33	**56**	34
20	13	**9**	17	31	36	**58**	36
78	76	84	**87**	74	64	47	66
55	56	53	53	52	59	**65**	51
46	45	39	29	24	27	31	30
46	48	47	41	39	26	21	34
58	59	**63**	54	59	56	48	42
75	74	72	53	48	39	34	52
43	**53**	46	38	24	23	19	33
72	53	56	61	61	**36**	41	58
72	59	56	**73**	60	44	**42**	56
72	76	68	75	67	52	59	60
58	63	59	**69**	56	32	**19**	44
82	80	79	75	54	36	**36**	59
45	**72**	70	54	16	**8**	19	32
28	**53**	43	23	**8**	14	23	28
12	24	21	10	**4**	11	21	19
46	73	69	47	**11**	14	22	35
65	84	78	66	30	19	**18**	40
80	91	78	75	43	22	18	44
75	**83**	80	81	59	41	29	48
58	62	59	57	55	**63**	56	50
73	67	69	67	68	63	57	62
63	64	62	59	62	66	69	66
36	37	**32**	33	44	45	50	44
54	45	45	**43**	58	61	58	56
53	41	**40**	44	53	57	58	53
65	65	61	58	59	60	**55**	60
55	**53**	61	57	56	**61**	55	56

Ortsbenennungen.	cm	Ortsbenennungen.	cm
Upernivik 71° (Westgrönland)	38	New-York	120
Iviktut 61° (Westgrönland)	112	Harrisburg, Penn.	111
St. Michaels, Alaska	47	Norfolk, Virg.	117
Sitcha, Alaska	207	Savannah	121
Ft. Tongaß, Alaska	308	Ft. Brook (Florida)	136
Ft. Kolville (Washington Territorium)	36	Key-West (Florida)	99
Ft. Vancouver (Washington Territorium)	97	Havannah, Cuba	118
Ft. Dalles (Oregon)	55	Port au Prince, Haiti	155
Ft. Jamchill (Oregon)	135	Jamaika N.E.-	225
S. Francisco (Kalifornien)	55	Jamaika N.-	145
Monterey (Kalifornien)	40	Jamaika W.-Zentral-	200
S. Diego (Kalifornien)	24	Jamaika S.-	129
Juma (Kalifornien)	10	S. Thomas	97
Ft. Mohave, Arizona	6	Baßeterre (Guadeloupe)	186
Albuquerque, Neu-Mexiko	21	Camp. Jakob (Guadeloupe)	358
Salzseestadt	55	Barbados	147
Denver (Kolorado)	36	Trinidad	172
Pikes Peak (Kolorado)	81	Chihuahua, Nord-Mexiko	65
Ft. Randall (Dakota)	42	Stadt Mexiko	58
Bismarck (Dakota)	52	Kordoba (Östl. Mexiko.)	287
Ft. Kearney, Nebraska	64	Mirador (Östl. Mexiko.)	213
Leawenworth, Kansas	107	Stadt Guatemala	141
Jowa City, Jowa	99	San José, Kosta Rika	165
Ft. Albercrombie, Dakota	48	Medellin (Kolumbien)	115
Winnipeg, Manitoba	58	Kolon (Kolumbien)	289
S. Paul, Minn.	65	Karakas, Venezuela	79
Madison (Wisc.)	85	Jeorgetown (Guayana)	214
Milwaukie (Wisc.)	80	Paramaribo (Guayana)	228
Peoria, Jll.	87	N.-Brasilien Para	179
S. Louis, Missouri	104	N.-Brasilien Iquitos, Ob-Amazonas	284
Ft. Smith, Ark.	102	N.-Brasilien Ceara	149
Austin (Texas)	85	N.-Brasilien Pernambuko	297
Brownsville (Texas)	71	N.-Brasilien Nördl. Innere d. Prov. Bahia	104
Neu-Orleans	140	N.-Brasilien Bahia und Umgebung	229
Kolumbus, Miss.	141	Morrovelho	164
Mt. Vernor, Alab.	149	Uberaba	156
Memphis, Tenneſſee	113	Rio Janeiro	121
Danville, Kent.	111	Paranaciaba	357
Cincinnati	109	S. Paulo	150
Detroit, Mich.	83	Cochabamba, Bolivien	54
Toronto (Kanada)	93	Villa Formosa	162
Quebeck (Kanada)	97	Argentinia Korrientes	150
Insel Antikosti (Kanada)	69	Argentinia Tucuman	90
Rama, Labrador	83	Argentinia Rioja	46
S. John, New-Foundl.	132	Argentinia Pilciao	13
Halifax. N.-Schottl.	144	Argentinia S. Juan	7
Eastport. Maine	102	Argentinia Mendoza	20
Mt. Washington	197	Argentinia Kordoba	69
Boston	103		

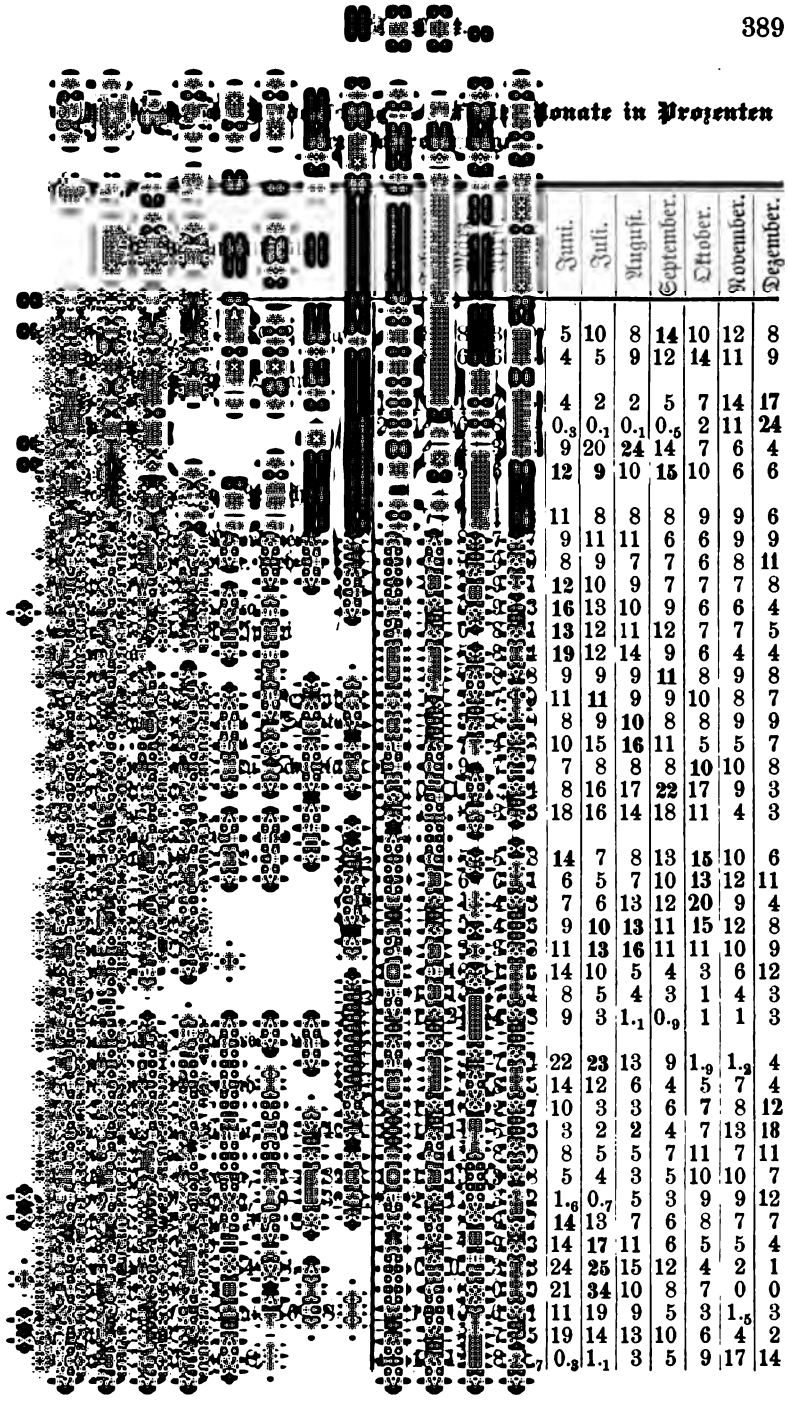
Ortsbenennungen.	cm	Ortsbenennungen.	cm
Parana (Argentinien)	93	Urbino (Mittelitalien)	103
Buenos Ayres (Argentinien)	86	Florenz (Mittelitalien)	92
Bahia Blanca (Argentinien)	49	Ankona (Mittelitalien)	73
Falklands Inseln	63	Genua (Norditalien)	130
Ushuaya, Feuerland	52	Bologna (Norditalien)	63
Maghellansstraße	54	Alessandria (Norditalien)	67
Puerto-Montt	269	Mailand (Norditalien)	100
Talka (Chile)	53	Venedig (Norditalien)	81
Santiago (Chile)	33	Padua (Norditalien)	86
Serena (Chile)	4	Udine (Norditalien)	155
Copiapo (Chile)	1	Tolmezzo (Alpen) Italien	243
Insel Ascension (Atlant. O.)	8	Triest	111
Kapstadt (Kapkolonie)	63	Görz	165
Clanwilliam (Kapkolonie)	23	Lesina	78
Graafreinet (Kapkolonie)	37	Ragusa	162
Grahamstown (Kapkolonie)	73	Korfu	132
Pietermaritzburg, Natal	81	Janina	130
Pt. Louis (Insel Mauritius)	108	Athen	41
Cluny (Insel Mauritius)	373	Konstantinopel	72
Antanarivo (Madagaskar)	134	Smyrna	65
S. Maria (Madagaskar)	264	Beirut	95
Sansibar	250	Jerusalem	56
Mombas und Kisaumi, Ostafrika, 4° S. Br.	155	Bushir, Südpersien	33
Loanda (Loango)	34	Alexandrien (Ägypten)	22
Chinchoxo (Loango)	108	Suez (Ägypten)	6
Gabun	226	Bougie (Algerien, Küste.)	104
Insel S. Thomé	102	Algier (Algerien, Küste.)	62
Sierra Leone	319	Oran (Algerien, Küste.)	48
S. Louis, Senegal	42	Constantine (Algerien, Tell.)	56
Funschal, Madeira	71	Ft. National (Algerien, Tell.)	124
Lissabon (Portugal)	73	Orleansville (Algerien, Tell.)	48
Oporto (Portugal)	143	Batna, Alg. Hochebene	42
Gibraltar (Spanien)	76	Biskra, Alg. Sahara	20
Murcia (Spanien)	36	Vallée d'aspe, Pyrenäen (S.W. Frankr.)	193
Valencia (Spanien)	48	Bordeaux (S.W. Frankr.)	82
Madrid (Spanien)	38	Toulouse (S.W. Frankr.)	63
Salamanca (Spanien)	27	Vichi (Mittleres Frankreich)	72
Santiago (Spanien)	176	Clermont (Mittleres Frankreich)	53
Perpignan (Südfrankreich)	54	Lyon (Mittleres Frankreich)	73
Marseille (Südfrankreich)	51	Brest (Nördliches Frankreich)	90
Montpellier (Südfrankreich)	86	Cherbourg (Nördliches Frankreich)	101
Vallèrogue, Gard (Südfrankreich)	200	Paris (Nördliches Frankreich)	58
Malta	56	Chalons s. M. (Nördliches Frankreich)	59
Catania (Sizilien)	45	Lille (Nördliches Frankreich)	75
Palermo (Sizilien)	60	Brüssel	71
Messina (Sizilien)	116	Utrecht	70
Locorotonda (Süditalien)	93	Insel Jersey	75
Bari (Süditalien)	55	London (England)	61
Neapel (Süditalien)	83	Oxford (England)	58
Rom (Mittelitalien)	77	Manchester (England)	91
Camerino (Mittelitalien)	88	Seaswayte (England)	361
		Dublin, Irland	74

Ortsbenennungen.		cm
Edinburg	Schottland	59
Portree	Schottland	260
Stikkisholm	Island	58
Tromsö	Westküste von Norwegen	94
Florö	Westküste von Norwegen	187
Aalesund	Westküste von Norwegen	109
Leirdal	Westküste von Norwegen	40
Christiana	Inneres Norwegen	67
Dovre	Inneres Norwegen	34
5 Stat. Nordschweden	Schweden	41
Lund	Schweden	55
Götaborg	Schweden	83
Upsala	Schweden	59
Dänemark (7 Stat.)		63
Hamburg		69
Berlin		59
Bromberg	Deutschland	52
Königsberg	Deutschland	61
Breslau	Deutschland	52
Dresden	Deutschland	54
Erfurt	Deutschland	51
Göttingen	Deutschland	54
Brocken	Deutschland	167
Klausthal	Deutschland	146
Gießen	Deutschland	65
Bayreuth	Deutschland	75
Freudenstadt	Deutschland	166
Stuttgart	Deutschland	62
Straßburg	Elsaß	81
Thann	Elsaß	96
Melkerei	Elsaß	184
München	Deutschland	80
Zürich	Schweiz	111
Engelberg	Schweiz	174
Bern	Schweiz	101
Genf	Schweiz	80
St. Bernhard	Schweiz	123
Bevers	Schweiz	85
Innsbruck		87
Aussee	Österreich-Ungarn	197
Raibl	Österreich-Ungarn	218
Klagenfurt	Österreich-Ungarn	96
Laibach	Österreich-Ungarn	142
Wien	Österreich-Ungarn	59
Pilsen	Österreich-Ungarn	50
Budweis	Österreich-Ungarn	67
Prag	Österreich-Ungarn	47
Duschlberg	Österreich-Ungarn	121
Brünn	Österreich-Ungarn	50
Hochwald	Österreich-Ungarn	79
Krakau	Österreich-Ungarn	63
Buda-Pest	Österreich-Ungarn	53

Ortsbenennungen.		cm
Zagbrab (Agram)	Österreich-Ung.	20
Lugos, Banat	Österreich-Ung.	125
Panczowa	Österreich-Ung.	67
Szegedin	Österreich-Ung.	51
Poronin, Karpathen	Österreich-Ung.	94
Klausenburg	Siebenbürgen	50
Hermannstadt	Siebenbürgen	66
Sydvaranger (N. Norwegen)		37
Kem. Gouv. Archangelsk		37
Archangelsk		41
Inf. Walaam, Ladogasee		45
Wologda		45
Petersburg		47
Kides	Finnland	48
Helsingfors	Finnland	50
Abo	Finnland	59
Reval		47
Dorpat		63
Riga und Mitau		51
Warschau		58
Pinsk		61
Gorki, Gouv. Mohilew		48
Moskau		55
Kostroma		49
Gulinki, Gouv. Rjasan		51
Kosmodemjansk, Gouv. Kasan		57
Kasan		44
Pensa		46
Ssimbirsk		44
Ssamara		39
Selenowka bei Ssamara		43
Marienlehrferm, Gouv. Ssarat.		38
Orenburg		43
Woronesh		62
Kursk		43
Lugan, Gouv. Jekaterinoslaw		37
Margaritowka a. Asowschen M.		47
Kiew		51
Ssolowjewka, Gouv. Kiew		53
Terespol	Galizien	57
Solotschew	Galizien	66
Lwow (Lemberg)		68
Czernowitz, Bukowina		61
Kischinew		47
Jelisawetgrad		43
Odessa		40
Nikolaew		37
Bukarest		56
Leuchtturm v. Tarchankut	Krim	25
Sewastopol	Krim	40
Jalta	Krim	46
Ssimferopol	Krim	44

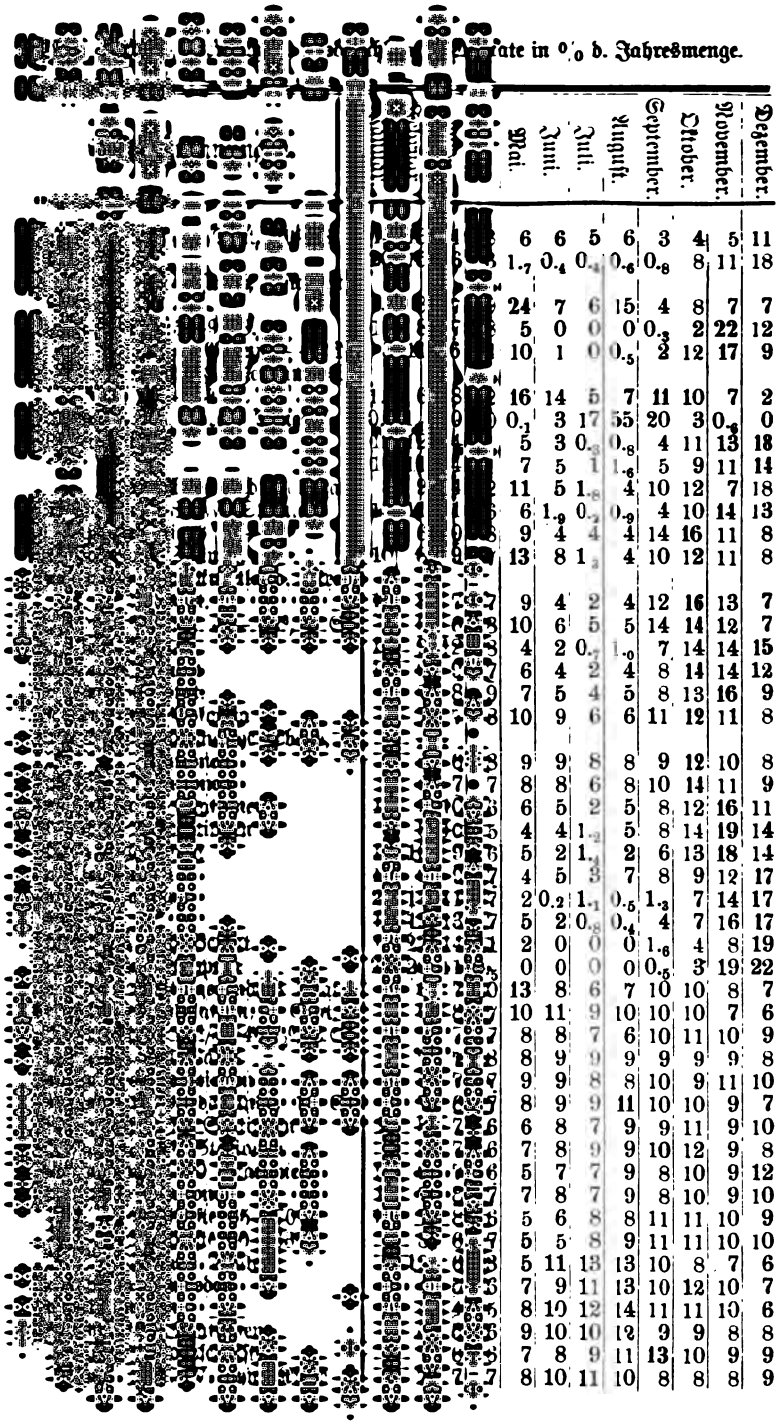
Ortsbenennungen.		cm	Ortsbenennungen.		cm
Astrachan		14	Peking		64
Stawropol	Nordkaukasus	73	Shanghai	China	111
Wladikawkas	Nordkaukasus	87	Inſ. Macao	China	175
Alagir	Nordkaukasus	99	Kelung, Formoſa	China	305
Noworoſſijsk	Weſtl. Transkaukaſien	82	Inſ. Hongkong	China	214
Dachowsky Poſſad	Weſtl. Transkaukaſien	208	Manila, Philippinen		190
Sſuchum-Kale	Weſtl. Transkaukaſien	127	Saigon, Cochinchina		211
Poti u. Redut-Kale	Weſtl. Transkaukaſien	162	Bangkok, Siam		148
Kutais	Weſtl. Transkaukaſien	179	Rangun, Birma		253
Tiflis		49	Silchar		312
Bjely Kijutſch		84	Cherrapongi	Aſſam	125
Alexandropol	Goud. Eriwan	33	Sibſagar	Aſſam	238
Aralich	Goud. Eriwan	15	Darjiling, S. E. Himalaya		307
Baku		24	Kalkutta	Bengalen	166
Lenkoran	Küſte des Kaſpi	130	Patna	Bengalen	107
J. Aſchur Ade	Küſte des Kaſpi	42	Haſaribag	Bengalen	125
Kraſſnowodsk	Küſte des Kaſpi	27	Benares	N.-W.-Prov.	101
J. Alexandrowsk	Küſte des Kaſpi	11	Agra	N.-W.-Prov.	65
Bogoßlowsk	Ural	40	Laknau, Audh		95
Niſhnetagilsk	Ural	48	Nainital	N.-W.-Himalaya	232
Jekaterinenburg	Ural	36	Simla	N.-W.-Himalaya	181
Slatoustow	Ural	48	Marry	N.-W.-Himalaya	136
Dolmatow		32	Lahore	Pandſhab	55
Tobolsk u. Iſchim	Weſtſibirien	43	Rawalpindi	Pandſhab	80
Sſalair	Weſtſibirien	36	Multan	Pandſhab	18
Barnaul	Weſtſibirien	24	Jakobadad	Sindh	11
Sſemipalatinsk	Kirgiſenſteppe	21	Karatſchi	Sindh	19
Akmolinsk	Kirgiſenſteppe	23	Mt. Abu	N. Gujerat	161
Irgis	Kirgiſenſteppe	10	Deeſa	N. Gujerat	63
Kaſalinsk	Kirgiſenſteppe	20	Indor, Malva		92
Nukuß	Zentralaſien	7	Chanda, Zentr. prov.		128
Petro-Alexandrowsk	Zentralaſien	6	Puna	Dekanplateau	75
Taſchkent	Zentralaſien	32	Belary	Dekanplateau	45
Samarkand	Zentralaſien	34	Bangalor	Dekanplateau	91
Pendſchekend	Zentralaſien	36	Wizagapatam	Oſtküſte	113
Marghelan	Zentralaſien	14	Madras	Oſtküſte	124
Wjernyi		51	Tutikorin, Südküſte		49
Minuſſinsk		31	Mahableſchwar, W. Ghates		657
Jeniſſeisk		35	Bombay	Weſtküſte	192
Turuchansk		27	Mangalore	Weſtküſte	338
Leh, Weſttibet		7	Cochin	Weſtküſte	212
Urga, N.-Mongolei		26	Jaffna	Ceylon	118
Irkutsk		44	Ratnapura	Ceylon	384
Kjachta		26	Galle	Ceylon	230
Hüttenwerk Nertſchinsk		39	Aden, Süd-Arabien		5
Ajan		88	Quetta, Beludſchiſtan		21
Nikolajewsk a. A.		48	Atjeh N.	Sumatra	175
Wladiwoſtok		37	Medan E.	Sumatra	222
Hakodade	Japan	112	Pajakombo S.E.	Sumatra	213
Niigata	Japan	169	Padang W.	Sumatra	470
Tokio u. Umgegend	Japan	186	Pontianak, Borneo		301

Ortsbenennungen.	cm	Ortsbenennungen.	cm
Amboina, Molukken	402	Telegr.-Stat. 27° — 28° S. Br.	13
Menado (Celebes)	279	Pt. Augusta, Inneres von Südaustralien (Australien)	22
Pangkadjene S.W. (Celebes)	413		66
Batavia, N. (Java)	190	Melbourne (S.-Küste, Australien)	54
Buitenzorg, Inn. (Java)	409	Adelaide (S.-Küste, Australien)	84
Tjilatjap, S. (Java)	467	Perth W.	55
Soerakarta, Inn. (Java)	218	Hobarttown, Tasmania	111
Sorabaja S. (Java)	179	Auckland (Neu-Seeland)	89
Passoerean E. (Java)	125	Wellington (Neu-Seeland)	66
Koepang, Timor	145	Christchurch E. (Neu-Seeland)	287
Pt. Darwin (N. Australien)	158	Hokitika W. (Neu-Seeland)	315
Kap. York (N. Australien)	220	Delanassau, Fidschi	100
Brisbane (E.-Küste Australien)	124	Numea, Neu-Kaledonien	121
Sidney (E.-Küste Australien)	129	Papeiti, Tahiti	218
Denilikin (Inneres von N.S.-Wales Australien)	32	Wajoli, Sandwichs-Inseln	
Narrabri (Inneres von N.S.-Wales Australien)	67		



Monate in Prozenten

Juni.	Juli.	August.	September.	Oktober.	November.	Dezember.
5	10	8	**14**	10	12	8
4	5	9	12	**14**	11	9
4	2	2	5	7	**14**	**17**
$0_{.3}$	$0_{.1}$	$0_{.1}$	$0_{.5}$	2	11	**24**
9	20	**24**	14	7	6	4
12	**9**	10	**15**	10	6	6
11	8	8	8	9	9	6
9	11	11	6	6	9	9
8	9	7	7	6	8	**11**
12	10	9	7	7	7	8
16	**13**	10	9	6	6	4
13	12	11	12	7	7	5
19	12	14	9	6	4	4
9	9	9	**11**	8	9	8
11	**11**	9	9	10	8	7
8	9	**10**	8	8	9	9
10	15	**16**	11	5	5	7
7	8	8	8	**10**	10	8
8	16	17	**22**	17	9	3
18	16	14	18	11	4	3
14	7	8	13	**15**	10	6
6	5	7	10	**13**	12	11
7	6	13	12	**20**	9	4
9	**10**	**13**	11	15	12	8
11	**13**	**16**	11	11	10	9
14	10	5	4	3	6	12
8	5	4	3	1	4	3
9	3	$1_{.1}$	$0_{.9}$	1	1	3
22	**23**	13	9	$1_{.9}$	$1_{.3}$	4
14	12	6	4	5	7	4
10	3	3	6	7	8	12
3	2	2	4	7	13	**18**
8	5	5	7	11	7	11
5	4	3	5	10	10	7
$1_{.6}$	$0_{.7}$	5	3	9	9	12
14	13	7	6	8	7	7
14	**17**	11	6	5	5	4
24	**25**	15	12	4	2	1
21	**34**	10	8	7	0	0
11	19	9	5	3	$1_{.5}$	3
19	14	13	10	6	4	2
$0_{.3}$	$1_{.1}$	3	5	9	17	14



Prozente in % d. Jahresmenge.

	Mai.	Juni.	Juli.	August.	September.	Oktober.	November.	Dezember.
	6	6	5	6	3	4	5	11
	1.7	0.4	0.4	0.6	0.8	8	11	18
	24	7	6	15	4	8	7	7
	5	0	0	0	0.3	2	22	12
	10	1	0	0.5	2	12	17	9
	16	14	5	7	11	10	7	2
	0.1	3	17	55	20	3	0.3	0
	5	3	0.3	0.8	4	11	13	18
	7	5	1	1.6	5	9	11	14
	11	5	1.8	4	10	12	7	18
	6	1.9	0.2	0.9	4	10	14	13
	9	4	4	4	14	16	11	8
	13	8	1.3	4	10	12	11	8
	9	4	2	4	12	16	13	7
	10	6	5	5	14	14	12	7
	4	2	0.7	1.0	7	14	14	15
	6	4	2	4	8	14	14	12
	7	5	4	5	8	13	16	9
	10	9	6	6	11	12	11	8
	9	9	8	8	9	12	10	8
	8	8	6	8	10	14	11	9
	6	5	2	5	8	12	16	11
	4	4	1.2	5	8	14	19	14
	5	2	1.1	2	6	13	18	14
	4	5	3	7	8	9	12	17
	2	0.2	1.1	0.5	1.3	7	14	17
	5	2	0.8	0.4	4	7	16	17
	2	0	0	0	1.6	4	8	19
	0	0	0	0	0.5	3	19	22
	13	8	6	7	10	10	8	7
	10	11	9	10	10	10	7	6
	8	8	7	6	10	11	10	9
	8	9	9	9	9	9	9	8
	9	9	8	8	10	9	11	10
	8	9	9	11	10	10	9	7
	6	8	7	9	9	11	9	10
	7	8	9	9	10	12	9	8
	5	7	7	9	8	10	9	12
	7	8	7	9	8	10	9	10
	5	6	8	8	11	11	10	9
	5	5	8	9	11	11	10	10
	5	11	13	13	10	8	7	6
	7	9	11	13	10	12	10	7
	8	10	12	14	11	11	10	6
	9	10	10	12	9	9	8	8
	7	8	9	11	13	10	9	9
	8	10	11	10	8	8	8	9

					Juni.	Juli.	August.	September.	Oktober.	November.	Dezember.
					11	12	11	7	8	8	8
					11	13	12	9	8	8	8
					12	13	12	8	7	7	7
					11	10	9	8	9	8	7
					8	8	8	7	8	9	9
					12	10	11	7	8	9	7
					11	14	13	8	8	5	5
					11	11	11	9	8	8	6
					9	9	11	9	2	9	7
					11	10	12	11	12	9	4
					10	11	11	9	11	9	6
					12	13	12	9	7	7	7
					12	13	13	9	6	7	6
					14	13	12	8	6	7	6
					12	12	13	7	7	7	7
					11	9	10	7	9	9	9
					13	11	10	6	8	8	8
					15	14	11	7	6	6	6
					12	8	11	7	6	13	6
					10	13	15	14	9	8	5
					8	13	14	11	9	10	7
					7	11	13	11	11	10	7
					9	14	14	10	9	8	7
					11	14	12	12	8	8	6
					13	14	11	13	9	6	4
					8	14	12	11	7	9	8
					12	14	10	11	9	8	6
					13	11	9	10	8	8	8
					13	12	10	9	7	7	7
					11	15	10	9	8	6	7
					14	14	11	8	7	6	6
					16	14	11	7	5	6	5
					13	12	8	8	8	10	8
					10	13	14	10	9	9	5
					15	13	9	7	6	9	6
					13	13	8	8	6	8	10
					5	8	9	10	9	11	15
					11	11	14	12	8	7	8
					14	13	7	6	5	7	6
					14	12	9	10	7	5	4
					4	3	2	8	11	13	13
					9	12	8	12	8	6	7
					14	10	8	6	6	5	10
					5	7	8	6	8	10	15
					6	0.8	4	1.5	5	5	8
					2.5	0.2	0.3	1.6	8	7	17
					12	17	16	11	7	5	4

Ortsbenennungen.	Januar.	Februar.	März.	April.	Mai.	Juni.	Juli.	August.	September.	Oktober.	November.	Dezember.
Mittlerer Ural (55—57°)	2.5	2.5	3	5	10	17	20	16	10	6	5	4
Ebene von Westsibirien (56—59°)	4	3	2	4	9	17	20	15	9	6	6	5
Nördliche Kirgisensteppe	5	3	3	6	7	13	17	9	12	11	7	8
Barnaul	3	2	3	4	11	14	17	18	9	8	7	5
Jenisseisk	5	4	3	4	7	14	15	16	11	8	6	6
Kjachta und Urja	1.0	0.9	0.9	0.5	5	23	29	25	9	2	1.8	2
Hüttenwerk Nertschinsk	0.5	0.4	1.5	3	6	16	26	28	12	13	1.8	1.1
Ajan und Nikolajewsk am Amur	3	3	4	6	8	10	10	18	21	8	7	2
Japan (Hakodade	4	5	5	5	9	7	17	9	9	8	9	11
Japan (Tokio (Jeddo) u. Umg.	3	4	8	8	8	13	9	9	16	12	6	4
China) Peking	0.4	0.7	1.1	2	6	13	36	26	11	3	1.3	0.4
China) Shanghai	4	6	8	9	10	17	10	11	13	6	4	1.5
China) Kanton u. J. Hongkong	0.7	2	3	6	14	18	14	14	16	7	4	1.1
Manila	1.3	1.4	0.8	1.7	4	13	14	23	21	12	7	1.3
Bangkok, Siam	0.2	1.0	1.8	6	16	13	13	11	21	13	4	0.1
Assam, 3 Stat.	0.8	1.5	3	9	13	21	19	15	12	5	0.9	0.5
Kalkutta	0.7	1.0	1.9	3	8	18	20	22	16	8	1.0	0.4
Gangesebene, 4 Stat., 25—27°	0.2	1.0	0.8	0.7	1.6	13	34	24	20	4	0.1	0.1
Ost-Pandjab, 3 Stat.	7	5	6	4	4	9	34	16	13	1.6	0.1	1.4
West-Himalaya, 4 Stat.	3	3	4	2	3	14	31	28	10	1.4	0.3	1.9
West-Pandjab, 4 Stat.	3	8	13	7	4	14	18	19	7	1	1.7	5
Zentralprovinzen, 4 Stat.	0.7	0.7	1.2	0.6	0.9	16	31	26	18	3	1.2	0.6
Bombay	0.4	0	0	0.1	0.7	28	33	21	14	2	0.5	0.1
Malabarküste, 2 St., 10—11°	0.6	0.5	1.1	4	9	30	24	11	7	9	3	1.7
Plateau Dekkan, N.-W.-Teil, 16—19°	0.8	0.2	0.8	3	6	21	24	18	11	13	1.8	1.0
Plateau Dekkan, N.-E.-Teil, 14—17°	0.9	0.3	1.9	2	6	11	17	19	19	15	2	1.1
Plateau Dekkan, S.-Teil, 11 bis 12°	0.7	0.5	2	8	13	9	9	8	12	24	10	3
Koromandelküste 11—13°	1.9	1.2	0.3	3	5	3	5	8	8	20	29	16
Südspitze der Halbinsel	6	3	4	8	3	2	1.1	1.7	2	21	37	11
West-Ceylon	4	3	6	10	14	9	6	6	7	14	14	7
Ost-Ceylon	12	5	4	2.7	3	2.7	2.5	6	6	11	22	23
Nordsumatra	7	3	6	7	11	5	6	9	11	10	14	10
S.-E.-Sumatra	11	9	10	9	7	5	4	4	5	10	11	15
Gebirge, W.-Sumatra	10	9	11	8	8	5	4	7	7	9	9	12
Gebirge, W.-Java	10	9	10	10	7	7	5	5	6	9	12	9
Nordküste, W.-Java	19	12	13	8	5	6	4	3	5	6	9	11
Nordküste, E.-Java	22	18	12	8	5	7	3	1.4	0.5	2	4	16
Westküste, Süd-Celebes	25	16	12	5	3	4	2.2	0.8	0.7	0.2	5	23
Südküsten der Molukken	5	2	3	9	12	19	17	16	6	5	3	3
Inneres Australien $20^1/_2{}^0$	27	37	4	7	4	3	3	0	4	2	4	5
Inneres Australien 28°	28	21	6	6	6	10	1	5	9	4	1	3
Brisbane, Queensland 27°	13	15	13	13	5	9	4	7	4	6	6	7
Sidney, N.-S.-Wales 34°	8	10	9	13	10	10	9	6	5	7	6	6
Melbourne, Viktoria 37°	8	7	7	8	8	8	7	7	7	9	12	9
Perth, W.-Australien, 32°	1.1	1.5	3	4	11	24	22	12	12	7	2	0.5
Hobarttown, Tasmanien, 43°	3	3	4	9	13	14	14	13	10	8	6	5

Vorder-Indien

Ortsbenennungen.	Januar.	Februar.	März.	April.	Mai.	Juni.	Juli.	August.	September.	Oktober.	November.	Dezember.
Neu- (N.-Insel, 37° — 41°	7	10	5	6	8	12	11	11	8	7	7	8
Seeland (S.-Insel, 42° — 46°	9	9	7	7	**10**	9	10	9	7	8	7	8
Papeiti, Insel Tahiti	15	14	17	10	9	2	$1_{.3}$	$1_{.2}$	3	4	10	14
Delanassau, Fidschi-Inseln	10	11	9	10	11	4	4	$2_{.5}$	4	4	9	**21**
Waikiki, Sandwichs-Inseln	**23**	15	18	8	5	$2_{.3}$	2	4	4	6	6	8

Bemerkungen über die gebrauchten Maße, die Karten und Tabellen.

Überall, wenn nicht besonders bemerkt, sind Celsiusgrade und metrische Maße gebraucht. Abkürzungen km—Kilometer, m—Meter, cm—Centimeter, mm—Millimeter, cbkm oder km^3—Cubikkilometer, cbm oder m^3—Cubikmeter.

Tab. I Erklärung der oberen Figur Kap. 1, der unteren Kap. 7.

Tab. II Kap. 8.

Tab. III Kap. 9. In den Tab. II und III sind die Abweichungen vom Tagesmittel angegeben.

Tab. IV Kap. 10.

Tab. V Kap. 10.

Tab. VI und VII. Hier sind die Mitteltemperaturen gegeben, nicht wie in Tab. II die Abweichungen. Zur Erklärung die Kapitel 18 bis 38.

Tab. VIII Abweichungen der Monate vom Jahresmittel, ohne Reduktion auf das Meeresniveau.

Über die Tab. IX, X und XI ist dasselbe zu bemerken, wie über VI und VII.

Tab. XII, XIII und XIV. Dies sind Isothermen-Karten mit Reduktion auf das Meeresniveau. Sehr ausgedehnte Hochländer über 1800 m sind besonders schraffiert und aus der Zeichnung der Isothermen ausgeschlossen. Kapitel 16 und 17.

Tab. XV und XVI. Die Isobaren sind aufs Meeresniveau und auf die Schwere des 45° reduziert. Wie für die

Isothermen sind ausgedehnte Gebiete über 1800 m schraffiert und aus der Darstellung ausgeschlossen.

Tab. XVII. Diese Karte giebt zugleich die Menge des im Jahre herabfallenden Wassers und die Hauptzüge ihrer Verteilung auf die Monate. In betreff des letzteren siehe S. 364 ff. Die Regenmenge läßt sich auf einer Karte kleinen Maßstabes nicht bequem darstellen, und daher folgen Bemerkungen über Gebiete, welche auf der Karte nicht deutlich genug sich abgrenzen ließen. Im Folgenden bedeutet **1** eine jährliche Regenmenge unter 25 cm, **2** von 25—60 cm, **3** von 60—100 cm, **4** von 100—150 cm, **5** über 150 cm.

An der Westküste von Nordamerika, zwischen 45° — 60° N. Br. bis an den Kamm der Gebirge **5**, nach N. und W. bis zur Spitze der Halbinsel Alaska **4**, nach Süd an der Küste bis an den Kamm der Gebirge nach einander **4**, **3**, **2** und südlich von 32° N. Br. **1**.

Östliche Abdachung des mexikanischen Plateaus **5**. An der W.-Küste von Südamerika W. von 4° — 20° S. Br. eine schmale Zone **1**, östlich von der letzteren bis zum Kamme der Anden **2**, östlich vom Kamme **5**.

In den Breiten 33° — 44° S. folgen sich, zwischen der Westküste von Südamerika und dem Kamme der Anden von Nord nach Süd nach einander **1**, **2**, **3**, **4**, **5**, letztere Menge bis zum 54° östlich von den Anden etwa **3**.

Im östlichen Teile von Madagaskar **4**.

Im Norden Spaniens, zwischen dem Golfe von Biskaya und dem Gebirge **4**, auf dem Plateau und im Thale des Ebro **2**.

W.- und S.-Kleinasien und im Westen von Syrien **3**.

An einem Teile der W.-Küste Englands (Seendistrikt) und einem Teile von Westschottland **4**. An der W.-Küste Norwegens zwischen 60°—67° N. Br. **4**, im N. und S. an der Küste **3**.

In der ungarischen Ebene **2**, in den Karpathen und dem Banater Gebirge **3**.

Im S.W. Transkaukasien zwischen dem Schwarzen Meere und dem Kamme des Kaukasus im N.E. und dem meschischen Gebirge im E. **4**, der größere Teil der kaukasischen Gebirge und die nördlichen Vorberge **3**.

Der S. von Sachalin und der N. von Jesso **3**.

Der westliche Abhang der Gebirge, auf der Südinsel Neuseelands **5**, der östliche **3**.

Ich bemerke ausdrücklich, daß die hier erwähnten Verhältnisse keine ganz lokalen sind.

Tab. XVIII. Den Karten des Atlantischen Ozeans der deutschen Seewarte entnommen, wo sich zum ersten Male eine kartographische Darstellung der Isothermen in mittleren Tiefen (etwa 1000 m) findet.

Tab. XIX und XX. Hier sind die Isothermen und Isonephen zusammen dargestellt. Im Januar ist die relativ kleine Bewölkung in Dageſtan und östlich vom Ural zu bemerken. Im Juli ist die größte am arktischen Ozeane, nach Süden vermindert sie sich rasch, im Süden der aralo-kaspischen Steppen und auf dem persischen Plateaus ist sie besonders klein. An den kaukasischen Gebirgen, namentlich im Norden derselben, ist sie viel größer als in den Steppen im Norden dieses Gebirges.

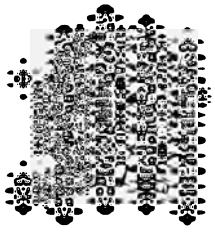
Tab. XXI. Der größere Maßstab der Karte erlaubt eine viel schärfere Unterscheidung der Zonen, als auf Tab. XVII.

Tab. XXII Kapitel 30.

Tab. XXIII Kapitel 32 und Anfang des 37. Kapitels.

Druck von G. Pätz in Naumburg a. S.

Erde.



Die

Klimate der Erde.

Von

Dr. A. Woeikof,

Professor der phys. Geographie an der Universität St. Petersburg,
Präsident der meteorologischen Kommission der K. Russ. geogr. Gesellschaft ꝛc.

Nach dem Russischen.

Vom Verfasser besorgte, bedeutend veränderte deutsche Bearbeitung.

Mit 10 Karten und 13 Diagrammen nebst Tabellen.

Zweiter Teil.

Jena,
Hermann Costenoble.
1887.

Kapitel 18.

Der hohe Norden.

In hohen Breiten nehmen die Parallele einen so kleinen Raum ein, daß es besser ist, alle diese Länder zusammen zu betrachten. Im großen und ganzen halte ich mich daran, hier die Inseln im Norden der drei Kontinente Europa, Asien und Amerika zusammen zu betrachten und die Stationen auf dem Kontinente nur zum Vergleiche mit ihnen heranzuziehen. Die arktische Zone hat den gemeinsamen geographischen Zug, daß hier keine sehr großen ununterbrochenen Land- und Wasserflächen zu finden sind, sondern hauptsächlich nicht sehr ausgedehnte, mit Inseln bedeckte Meere. Nur unter den Meridianen von Westeuropa und westlich davon finden wir ein mehr ausgedehntes und dabei auch hohes Land (Grönland) und ein ausgedehntes und dabei tiefes Meer zwischen demselben und Spitzbergen. Dann macht auch der asiatische Kontinent eine Ausnahme, indem er ziemlich weit in die arktische Zone hineinreicht.

Die Ursachen des niedrigen Luftdrucks der arktischen Zone sind schon im Kapitel 17 erörtert; möglich, ja wahrscheinlich ist es, daß, wenn ein großer Kontinent rund um den Pol existierte, die Verhältnisse des Luftdrucks doch andere geworden wären, namentlich würden wir höheren Luftdruck in den Wintermonaten finden; jetzt aber, da doch das Meer vorwaltet, das Festland nicht zu großen Massen vereinigt ist, herrscht in der ganzen

arktischen Zone, nördlich von den Kontinenten im Winter nirgends ein Luftdruck, welcher erheblich höher wäre als 762 mm.

Er wird gegen die Frühlingsmonate höher und erreicht sein Maximum meistens im Mai; dies kann man eine ozeanische jährliche Periode nennen, denn sie herrscht auch auf dem nördlichen Teile des Atlantischen Ozeans und demjenigen Teile Europas und der benachbarten Inseln, welche ozeanischen Einflüssen am meisten ausgesetzt sind (Nord- und Westnorwegen, Schottland, Färoer, Island). Dieser hohe Luftdruck der Frühlingsmonate in der arktischen Zone ist wohl dadurch verursacht, daß zu dieser Zeit hier die niedrigste Temperatur herrscht, während sie in mittleren Breiten, namentlich auf den Kontinenten, rasch zunimmt. Also die Flächen gleichen Luftdruckes steigen auf letzteren und dies bewirkt einen Abfluß nach dem Nordpolargebiete, wo zu dieser Zeit das Maximum der Eisbedeckung besteht, denn die Temperaturen unter 0° dauern noch fort und die Winde sind schwächer als im Winter.

Auf Tab. VIII ist der jährliche Gang des Luftdrucks verschiedener Stationen der arktischen Region abgebildet; höchst interessant ist der Übergang von dem eigentlichen arktisch-maritimen Typus mit dem Luftdruckminimum im Winter und Maximum im Mai (Island, Spitzbergen, Franz-Josephs Land) zu dem asiatischen kontinentalen Typus mit Maximum im Januar und Minimum im Sommer, wobei der Mai einen niedrigeren Luftdruck hat, als das Jahresmittel.

Er scheint sich an der Nordküste von Sibirien zu vollziehen, denn Sagastyr hat das Maximum im März und im Dezember und Januar einen Luftdruck, der nur wenig höher ist, als das Jahresmittel. In Ustjansk aber, südlicher und weiter von der Küste, ist schon der ostsibirische Typus des Luftdruckes entwickelt, mit Maximum im Januar und Minimum im Sommer, wobei der Mai einen um fast 5 mm niedrigeren Luftdruck hat, als das Jahresmittel.

Vom Mai zum Juni vollzieht sich überall in der arktischen Zone eine wichtige Veränderung im Luftdruck und zwar in der Art, daß er in den letzten Monaten bedeutend niedriger wird. Am größten ist der Unterschied auf den nördlichsten Stationen, wo der Mensch bis jetzt überwintert hat, d. h. in Nordgrönland und

Grinelland. Es ist wohl unmöglich, dabei nicht an die thermischen Verhältnisse zu denken und zwar ist überall in der arktischen Zone, wo bis jetzt Beobachtungen vorliegen, von der zweiten Hälfte des Juni an die Temperatur über 0° und das Eis fängt an, rasch zu schmelzen, so daß im Juni nicht mehr ein geschlossenes Luftmaximum in der arktischen Zone zu finden ist. Die anderen Monate des Jahres haben in der ganzen arktischen Zone keine so bedeutsamen Eigentümlichkeiten, wie die oben betrachteten.

Der niedrige Luftdruck im größeren Teile des Jahres, welcher in dem nördlichen Teile des Atlantischen Ozeans, namentlich bei Island, herrscht, hat, wie bekannt, auch noch zwei Teilminima; das eine im Westen (in der Davisstraße) ist ziemlich eng begrenzt, weil hier nur eine relativ kleine Meeresfläche auch im Winter meistens offen ist; nach N.E. und E. aber setzt sich die atlantische Zone niedrigen Luftdrucks viel weiter fort, hier scheint ihre Ausdehnung, wie auch die Höhe des Luftdrucks, sehr veränderlich zu sein. Jedenfalls ist der Luftdruck, namentlich im Herbst und Winter, noch sehr niedrig auf einem großen Meeresteile, der im Norden jedenfalls über Spitzbergen, im Nordosten über Franz-Josephs Land, im Osten über Nowaja Semlja hinausreicht. Hier ist auch keine beständige Eisbedeckung im Winter, die Meere sind ausgedehnt, starken Winden ausgesetzt und daher die Lage und Menge des Eises äußerst veränderlich. Dies ist u. a. auch aus der Trift der Payer-Weyprechtschen Expedition zu ersehen, welche, im Eise gefangen, mit ihm fast zwei Jahre lang zwischen Nowaja Semlja und Franz-Josephs Land herumtrieb.

Höchst wahrscheinlich ist es, daß der Luftdruck, wie die Temperatur weiter Striche sehr davon abhängen, wie viel festes Eis auf diesem europäisch-asiatischen Nordmeere vorhanden ist. Ist eine große ununterbrochene Ausdehnung von Eis da, so kann die Luft darüber, wie über einem Kontinente, erkalten und dies wird auch wiederum auf den Luftdruck wirken, denn bei solchen Verhältnissen wird in dem Zentrum der Cyklonen, welche hier vorbeigehen, der Luftdruck nicht so niedrig sein, als in dem Falle, wenn sie hier viel offenes Meer vorfinden sollten. Hingegen finden Anticyklonen günstigere Verhältnisse unter diesen Umständen

Der westlichere Teil dieses Meeres, namentlich eine Region,

westlich und nördlich von Norwegen, bis 75° N. Br. ist immer eisfrei und der mittlere Luftdruck des Dezember und Januar sehr niedrig, etwa 750 mm. Weiter nach Norden sind die Beobachtungen zu kurz, um uns so gute Schlüsse zu erlauben, wie über die Region bei Norwegen. Jedenfalls aber ist er im Norden und auch im Osten höher gefunden worden, als hier.

Auf den Inseln im Norden Europas wurden Beobachtungen angestellt, aber natürlich keine fortgesetzten. Am meisten glückte es am Westufer von Nowaja Semlja, wo in einem Abstande von $1^1/_2{}^0$ Breite während 5 Winter Beobachtungen gemacht worden sind, unter diesen 3 im Busen Malija Karmakuli und in der Nähe desselben, die Resultate der letzteren (1882—83) sind noch nicht bekannt; weiter giebt es Beobachtungen am Südost- und Nordufer Nowaja Semljas und zwischen dem letzteren und Franz-Joseph-Land (fast 2 Jahre) und auf Spitzenbergen, Jan Mayen und der Beereninsel. Da die Temperatur sehr veränderlich ist, die Beobachtungen aber kurz waren, so gebe ich die Mittel für 5 Monate vom November bis zum März.

Mittlere N. Br.	L.			Mittlere Temperatur.
71°	8° W.		J. Jan *) Mayen	—6.7
71°	26° E.		Gjäsvar, Norwegen	—3.6
75°	19° E.		Beeren-Insel	—10.5
80°	16° E.		Spitzbergen, Mossel-Bai	—15.5
71°	57° E.	Nowaja Semlja	Kamenka Bai (S. E.-Küste)	—17.5
72°	53° E.		Malija Karmakuli (2) desgl.	—15.3
$73^1/_2{}^0$	55° E.		Matotschkin Schar, Seichte Bai (2)	—15
76°	54° E.		Tobiesen-Bai (Nordküste)	—23.2
79°	64° E.		Zwischen Nowaja Semlja und Franz-Joseph-Land (2)	—27.6
71°	64° E.		Karisches Meer	—20.8
$72^1/_2{}^0$	$76^1/_2{}^0$ E.		Gydaviken (W.-Sibirien)	—25.0

W.-Küste.

*) In den Jahren 1832—83.

Diese Tabelle giebt eine ziemlich deutliche Orientierung über den Gang der Temperatur und über die Abnahme derselben im Winter in der Richtung nach Osten. Bei der Veränderlichkeit der Temperaturen können sogar auch die Mittel aus 5 Monaten von einem Winter zum andern stark schwanken. Es genügt ein Beispiel für das weniger veränderliche Klima von Petersburg zu geben, wo im Jahre 1881—82 die Monate von November bis März eine mittlere Temperatur von $-2._1{}^0$, aber in den Jahren 1808—9 eine von $-11._3{}^0$ hatten, d. h. sie waren um $9._2{}^0$ kälter.

Ich habe in obiger Tabelle auch die nördlichste Station Norwegens eingeschlossen, welche, wie leicht zu sehen ist, die höchste Temperatur hat. Schon etwas niedriger sind die Temperaturen auf der Beeren-Insel und auf Jan Mayen, zwei kleinen Inseln im europäischen Nordmeere. Daß selbst Jan Mayen kälter ist als Norwegen, ist darin begründet, daß auf dem umliegenden Meere mehr oder weniger Eis vorhanden ist; daß es sich aber bei Norwegen weder auf dem offenen Meere bildet, noch Treibeis dorthin gelangt. Wie in Island sind auf diesen zwei Inseln die Winde schon vorwaltend E. und teilweise N. d. h. solche, die kalte Luft bringen sollten. Jedoch hängt die Temperatur viel mehr von der Eismenge auf dem Meere ab, als von den Winden.

Jan Mayen ist die Station der Erdoberfläche, wo die Bewölkung im Jahresmittel am stärksten ist. In Gjäsvar ist die Bewölkung auch stark, Jahresmittel 75, aber doch nicht so wie auf Jan Mayen. Über den Charakter der Bewölkung kann wohl folgendes bemerkt werden. Im Spätherbst und Winter ist er nicht verschieden von demjenigen in den nördlichen Teilen von Zentral- und Westeuropa und Nord- und Mittelrußland. Im Sommer aber herrschen die Nebel und niederen Stratusdecken, welche überhaupt auf den Meeren und den Küstenstationen des hohen Nordens gefunden werden. Die große Bewölkung hängt hier wohl hauptsächlich von der Kondensation der Dämpfe ab, welche entsteht, wenn nahezu gesättigte Luftschichten verschiedener Temperatur sich begegnen oder durchdringen. Hier ist dieser Temperaturkontrast durch die Anwesenheit von Eis und offenem Seewasser gegeben. Unter dem Einflusse warmer Strömungen, der letzten Ausläufer des Golfstroms, auf

seichten Stellen in der Nähe der Küste, aber noch mehr durch den Einfluß der Sonnenstrahlen kann sich das Wasser bedeutend über 0° erwärmen. (In der Nähe von Nowaja Semlja sind schon an der Oberfläche über 10° gemessen worden.)

Soweit noch große Flächenräume eisfreien Meeres auch im Winter reichen, und dies ist meistens bis zur Westküste Spitzbergens der Fall, giebt es natürlich Ursache zu ergiebigen Niederschlägen, namentlich auf einiger Höhe über dem Meeresniveau. Es bilden sich Firne und Gletscher, welche teilweise bis an das Meeresniveau reichen, namentlich auf dem größeren und höheren Spitzbergen.

Unter dem Einfluß warmer Winde steigt auf Jan Mayen und der Beeren-Insel die Temperatur im Winter nicht selten über 0°.

Die große Doppel-Insel Nowaja Semlja hat im mittleren Teile ihrer Westküste eine für die Breite doch noch ziemlich hohe Temperatur der Wintermonate, bei ziemlich veränderlichen Winden, wobei jedoch die SE. an Zahl vorwalten. Die Bewölkung ist hier groß, wenn auch nicht in dem Maße, wie auf Jan Mayen und zwar kommen hier schon zuweilen Wintermonate mit einer geringeren Bewölkung vor, eine Annäherung an die Verhältnisse des nördlichen Sibirien. Nach Norden, gegen Franz-Josephs-Land zu, wie nach Osten und Südosten, ist die Temperatur der Wintermonate bedeutend niedriger.

Trotzdem, daß im Süden der Inseln die Wintertemperaturen niedriger sind, giebt es dort keine Gletscher, sie fangen erst von dem mittleren Teile der Westküste an, wo die Gebirge höher und der Schneefall größer ist. Franz-Josephs-Land ist tief vergletschert, nur wenige Teile der Insel sind auch am Ende des Sommers frei von Schnee und Eis. In der Nähe der Inseln wurde denn auch der Schneefall von der österreichischen Expedition bedeutend gefunden.

Die Mitteltemperatur der Wintermonate auf dem europäischen Nordmeere hat den bemerkenswerten Zug, daß namentlich im Januar eine viel höhere Temperatur herrscht, als im Dezember, Februar und März und eine annähernd gleiche derjenigen des November und April. In folgender Tabelle bezeichnet A die Temperaturmittel am Westufer Nowaja Semljas, B die Mittel aller Orte der vorhergehenden Tabelle, mit Ausnahme der Beeren-

inſel, Kamenka-Bai und des Weſtufers von Nowaja Semlja, in beiden Fällen jedoch ohne die Beobachtungen der Jahre 1882—83, C die Mittel aus A und B.

	Novbr.	Dezember	Januar.	Februar.	März.	April.
A	—12.8	—17.0	—13.3	—18.9	—15.9	—14.2
B	—20.2	—24.8	—19.2	—27.9	—24.5	—18.3
C	—16.5	—20.9	—16.2	—23.4	—20.3	—16.3

Das Reſultat iſt alſo das gleiche, ob man das Weſtufer Nowaja Semljas zwiſchen $71^1/_2°$ — 74° N. Br. allein nimmt, oder ob man noch die Beobachtungen im N.W. und N.E. davon hinzufügt; in dem einen wie in dem andern Fall erſcheint der Januar als bemerkenswert warm, im Vergleich zu den vorhergehenden und nachfolgenden Monaten. Darin, daß der Februar und ſogar der März kälter ſind, kann man noch die Verhältniſſe des maritimen Klimas hoher Breiten ſehen, aber wenn es ſich bloß darum handelte, ſo müßte der Dezember wärmer als der Januar ſein, aber hier iſt es im Gegenteil zirka um 3° und ſogar um 5° kälter als im Januar.

Es fragt ſich, wie weit kann dieſe Erſcheinung überhaupt als charakteriſtiſch für das Klima auf den Inſeln des Eismeeres in den gegebenen Grenzen gelten? Es ſind freilich die Mittel von nur 8 Wintern gegeben. Aber in allen dieſen Wintern erwies ſich der Januar kälter als der Dezember und Februar und nur in zweien von ihnen war der März etwas wärmer, um $0.2°$ und $1.2°$. Ich wählte aus 140jährigen in Petersburg angeſtellten Beobachtungen 8 Winter aus, in denen die Temperatur des Januar am meiſten ſowohl die des Dezember, als auch die des Februar übertraf, und es zeigte ſich, daß im Mittel für dieſe Winter der Dezember um $3.7°$, der

Februar um 6.8^0 kälter als der Januar ist, folglich weniger, als im Mittel für alle oben genannten Winter.*)

Man kann nicht umhin, hieraus den Schluß zu ziehen, daß es im höchsten Grade unwahrscheinlich ist, daß in Nowja Semlja, Spitzbergen u. s. w. jedesmal, sobald überwintert wurde, gerade solche seltene Bedingungen gefunden wurden, ja es ist viel wahrscheinlicher vorauszusetzen, daß der relativ warme Januar ein charakteristisches Merkmal des Klimas des Eismeeres innerhalb der gegebenen Grenzen ist. Wahrscheinlich ist dies davon abhängig, daß die Zentren der Cyklonen im Januar häufiger in geringem Abstande nach Norden von diesen Orten vorüberziehen, als früher oder später. Dann ist ein kalter Februar und zum Teil März — eine ziemlich gewöhnliche Erscheinung im maritimen Klima hoher nördlicher Breiten: in diesen Monaten ist mehr Eis, weniger offenes Meer vorhanden, als im Januar; daher die große Abkühlung, aber die Sonne ist noch sehr wenig im Stande einer Abkühlung entgegentreten. Ein relativ kalter Dezember ist der nördlichen Zone Westsibiriens eigen, in Berssow ist nach mehrjährigen Beobachtungen der Dezember sogar kälter als der Januar, in Jenisseisk, Turuchansk und Bogoslowsk nur ein wenig wärmer. Sehr möglich und sogar wahrscheinlich ist, daß diese Erscheinung sich in Verbindung mit seltneren Cyklonen auf dem Eismeer im Dezember und häufiger im Januar befindet. In Westsibirien pflegt die stärkste Kälte bei Windstille und klarem Himmel vorzukommen, d. h. bei Bedingungen, die für eine starke, örtliche Abkühlung günstig sind. Die Bewegung der Luft ist überhaupt nicht für kalte Witterung günstig

*) Als diese Zeilen schon in den Druck gingen, konnte ich noch die Mittel für 1882—1883 der russischen Polarexpedition (Malija Karmakuli an der Westküste von Nowaja Semlja und der schwedischen (Kap Thordsen auf Spitzbergen) benutzen. In dem Winter 1882—1883 war der Januar kalt, der Februar warm, und doch erhalten wir, mit diesen beiden Stationen für die Gruppe A: November -12.2^0, Dezember -17.0^0, Januar -14.4^0, Februar -16.9^0, März -15.9^0, April -12.7^0, also ist der Januar doch noch bedeutend kälter als Dezember, Februar und März. Das Mittel der 5 Monate November bis März in dem Winter 1882—1883 in Malija-Karmakuli ist -14.6^0, am Kap Thordsen -13.6^0. Durch diese Zahlen sind also diejenigen der obigen Übersicht zu ergänzen.

(siehe Kap. 26 die Temperatur der Winde in Jenisseisk). Beim Vorüberziehen der Cyklonen bei Nowaja Semlja müssen in der nördlichen Zone Westsibiriens südliche d. h. warme Winde herrschen. Daß namentlich in Beresow der Dezember besonders kalt ist, im Vergleich zum Januar, ist meiner Hypothese sehr günstig, weil dieser Ort dem Eismeere näher ist.

Man darf sich auch darüber nicht wundern, daß z. B. in Beressow, und noch mehr in Jenisseisk, Bogoslowsk u. s. w. der Februar wieder wärmer als der Januar ist. Dieses beweist nicht, daß während dieses Monats mehr Cyklonen an Nowaja Selmja vorüberzogen, als im Januar, sondern es muß auch bei häufigen Windstillen in diesen Breiten, die bedeutend südlicher als der Polarkreis liegen, bei ihrem kontinentalen Klima eine ziemlich starke Erwärmung mitten am Tage stattfinden, welche der nächtlichen Abkühlung entgegenwirkt.

Auf den Inseln des Eismeeres unter den Meridianen Europas (Beereninsel, Spitzbergen, Westufer von Nowaja Semlja) ist der Winter nicht so kalt, als die Zeit andauernd, in der die Temperatur niedriger als 0° ist (ungefähr 8 Monate auf der Beereninsel und 7 Monate auf der Insel Jan Mayen, bis 9 auf Spitzbergen und Nowaja Semlja). Es ist verständlich, daß bei solchen Bedingungen weder von Landwirtschaft, noch von Baumwuchs die Rede sein kann. Allein auf den Abhängen, besonders den südlichen, findet man noch ziemlich viele blühende Pflanzen. Es liegt daran, daß im fernen Norden der Zustand des Bodens und sein Gefälle besonders wichtig sind. Auf ebenen Stellen schmilzt auch der Schnee langsamer, das kalte Wasser bleibt lange stehen und hemmt die Entwickeluug der Vegetation. Auf trockenen, sogar etwas steinigen Abhängen fließt das Wasser schneller ab, die Oberfläche des Bodens wird durch die Sonne erwärmt, was natürlich für die Vegetation günstig ist.

Die Temperatur des Sommers hängt am meisten von der Menge Eis in der Umgegend des Beobachtungsortes ab. Im Südosten Nowaja Semljas, in der Kamenkabucht, beobachtet man als mittlere Temperatur des Juli 2.4^0, aber in der seichten Bucht $3^1/_2{}^0$ nördlicher 5.3^0. Sogar auf Spitzbergen zeigt sich der Juli wärmer. Die Gegend im Norden von Nowaja Semlja

und, wenn nicht in allen Jahren, so doch zuweilen, auch das Karische Meer, scheinen den kältesten Sommer zu haben, welcher überhaupt auf der nördlichen Hemisphäre existiert. Die dänische Expedition beobachtete bei ihrer Trift im Karischen Meere eine Mitteltemperatur des Juni und August unter 0°; für den letzteren Monat war dies noch nirgends bis jetzt beobachtet worden. Auch in Gydawiken wurde eine Temperatur des Juni unter — 1° beobachtet.

Es ist bekannt, daß die Meere um Nowaja Semlja und an den Ufern Sibiriens noch vor nicht langer Zeit für fast oder vollständig unzugänglich für die Schiffahrt galten; einen besonders schlechten Ruf hatten das Karische Meer und die Meere im Norden Nowaja Selmjas. Ohne auf die kühnen Seefahrten unserer Kosaken und Promüschlenni, die Überwinterung von Barent im nördlichen Teile des Karischen Meeres u. s. w. zu achten, waren viele Gelehrte geneigt, diese Meere als stets mit Eis bedeckte anzunehmen, bis die Fahrten norwegischer Seeleute klar erwiesen, daß bei etwas Sachkenntnis das Karische Meer für die Seefahrt zugänglich ist.

Die Verhältnisse dieses Meeres sind in klimatischer Beziehung sehr interessant. Es ist ziemlich klein, vor warmen, von Westen wehenden Winden geschützt und gegen den Herbst mit brackigem Wasser gefüllt, infolge des Zuflusses von Wassermassen aus dem Ob und Jenissei und des Schmelzens von Schnee und Eis auf dem Meere und in den benachbarten Ländern. Infolge dessen geht die Eisbildung rasch vor sich, das Meer friert ziemlich früh beinahe ganz fest zu und im Anfang des Sommers erreicht das Eis eine bedeutende Dicke. Nordwinde erschweren oft den Austritt des Eises, es hält sich gewöhnlich bis zur Hälfte des Sommers. Viele Seefahrer, die eine Masse Eis zu dieser Zeit fanden, entschieden, daß das Karische Meer für die Schiffahrt unzugänglich sei. Sie erwogen nur nicht, daß wenn im Karischen Meere Verhältnisse existieren, die der Bildung von Eis und dessen Verweilen an Ort und Stelle günstig sind, dort auch Bedingungen für das Abschmelzen desselben eintreten, die in den hohen Breiten sonst nicht vorkommen: es ergießen sich nämlich in dieses relativ kleine und nicht tiefe Meer mächtige Flüsse, wie der Ob und der Jenissei. Sie führen eine große Masse ziemlich warmen Wassers hinein

(da ihre Ausflüsse in der Nähe des 70° N.Br. sind) und dieses Wasser ist im stande, gegen Ende des Sommers alles oder fast alles Eis des Karischen Meeres zu schmelzen, so daß das letztere gegen Ende des Sommers schon so wenig Eis hat, daß es Fahrzeugen zugänglich ist. Natürlich ist diese Zeit sehr kurz, da das Gefrieren des Meeres sehr früh beginnt. Wenn für die Praxis eine Zugänglichkeit des Meeres, wenn auch nur während $1^1/_2$ Monaten, wichtig ist, so ist für die Wissenschaft besonders der Umstand von Bedeutung, daß auch hier die Eismassen eine vorübergehende und keine beständige Erscheinung sind.

Das Meer und die Inseln nördlich von Sibirien und östlich von den Meridianen des Jenissei sind klimatologisch noch eine terra incognita; wir können nur auf das Klima dieser Gegenden aus ganz kurzen Schiffsbeobachtungen oder aus denjenigen an der Nordküste Sibiriens schließen. Eins ist jedenfalls sicher, daß es hier keine so vorwaltende starke Strömungen giebt, wie bei dem Meere bei Grönland, und auch keine so sehr vorwaltende starke Winde. Dies wird für die östlichen Teile des nordsibirischen Meeres dadurch bewiesen, daß die „Jeannette" während ihrer Eistrift einen außerordentlich kleinen Weg zurücklegte, wobei, wie dies auch bei den Triften der Payer-Weyprechtschen Expedition nördlich von Nowaja Semlja und der dänischen Expedition in dem Kara-Meer der Fall war, die Richtung der Bewegung beständig wechselte, so daß die Karten dieser Triften ein äußerst verschlungenes Netz zeigen.

Während der „Jeannette"-Expedition wurden östlich von den Neusibirischen Inseln einige kleine Inseln entdeckt, welche sich dadurch vor den letzten Inseln wie vor dem Kontinente auszeichnen, daß sie im hohen Grade eisbedeckt sind. Dies deutet jedenfalls auf einen größeren Schneefall und einen kühleren Sommer, als sie auf dem Kontinente vorkommen.

Die fast zweijährigen Beobachtungen auf Sagastyr im Lena-Delta ergaben eine Winter- und Jahrestemperatur, wie man sie dort erwarten konnte, d. h. niedriger als in derselben Breite im Osten und in den Wintermonaten, höher als in den Thälern und Mulden Ostsibiriens bis etwa 60° N. Br. (Siehe Kap. 34 und Tab. 1.) Die Windrichtung des Winters ist hier hauptsächlich S., weist also auf einen höheren Luftdruck im Thale der Jana hin,

wo auch die bis jetzt bekannte niedrigste Wintertemperatur gefunden wurde. In Pitlekaj unter 67° N. Br. in der Nähe der Beringsstraße ist der Winter bedeutend wärmer, die Winde sind viel stärker und vorwaltend NW., deuten also wiederum auf die Gegend der Jana, als Region des höheren Luftdrucks. Die größere Stärke der Winde in Pitlenkaj ist dadurch zu erklären, daß der niedrige Luftdruck der Beringsstraße hier schon ziemlich nahe ist.

Der Luftdruck, der in Sagastyr gefunden wurde, ist namentlich in den Wintermonaten niedriger, als man nach den alten Beobachtungen in Ustjansk erwarten konnte.

Wie in allen hochnordischen Stationen ist in Sagastyr die Bewölkung in den Sommermonaten sehr bedeutend und zwar in einem solchen Grade, daß sie nur höchst selten eine Beobachtung der Sonnenhöhe am Mittag erlaubte. Daß dies nicht eine Eigenschaft der betreffenden Jahre war, wird durch die Umsegelung der „Vega" bewiesen, welche auch auf diesen Meeren fast nirgends Beobachtungen der Sonnenhöhe machen konnte.

Da in Sagastyr die Wintermonate, namentlich der Februar, sich durch eine geringe Bewölkung auszeichnen, so ist der jährliche Gang dieses Elementes schon sehr demjenigen in der ostasiatischen Monsungegend beobachteten ähnlich. Jedoch ganz analog sind die Erscheinungen nicht, die Winde des Winters, wenn auch vorwaltend S., d. h. vom Kontinente herwehend, haben keineswegs die Beständigkeit eines Monsun und es sind auch andere nicht selten. Im Sommer ist das Vorwalten der E-Winde etwas größer als dasjenige der S-Winde des Winters, aber auch nicht derart, wie es einem wahren Monsune entspricht, auch sind die Wolken der Sommermonate meistens nicht Regenwolken, sondern niedrige Stratusdecken und Nebel; die Menge des Niederschlages ist mir hier noch nicht bekannt, jedenfalls aber waren, nach gefälligen Mitteilungen des Herrn Jürgens, die Regen des Sommers keineswegs ergiebig. Man könnte vielleicht die jährliche Periode der Bewölkung in Sagastyr als hochnordischen Küstentypus bezeichnen.

Ehe ich zu der amerikanischen Polargegend übergehe, ist es wohl interessant, eine Übersicht der nördlichen Waldgrenze zu geben. Die Beobachtungen in den kältesten inneren Gegenden von Ostsibirien zeigen, daß wenigstens einige Waldbäume auch dort noch

hohe und dichte Bestände bilden können, wo die Mitteltemperatur des Jahres unter —17° und die Temperatur des Januar unter —50° sinkt. Natürlich muß aber während einiger Monate genügende Wärme vorhanden sein, wie dies auch in der Gegend von Werchojansk erreicht wird, wo die drei Sommermonate eine Temperatur über 11°, der Juli aber über 15° erreicht. Auf der Karte der Lena-Mündung und iher Umgebung, welche auf den Aufnahmen der russischen Lena-Expedition beruht, ist zu sehen, wie sehr die Waldgrenze von der Nähe des Meeres abhängt. An der Jana reicht sie fast bis zum 71° N. Br., sinkt dann bedeutend nach S. unter den Meridianen der Borchaja-Bai, welche sich ziemlich weit nach S. erstreckt, überschreitet dann wiederum den 71°, reicht an beiden Ufern der Lena fast bis zum 72° und ist weiter westlich unter etwa 71° zu finden. Da beide Ufer des Flusses bis zum Delta hoch sind, so geben sie Schutz vor den kalten Winden und Nebeln der Küste, während andererseits das Wasser dieses mächtigen Stromes wärmer ist als die Luft. In nicht sehr großer Entfernung südlich von Sagastyr war überhaupt die Vegetation viel reicher und mannigfaltiger, namentlich weil hier mehr Sonnenschein war.

Auch weiter westlich ist eine Beeinflussung der nördlichen Waldgrenze durch die Nähe des Polarmeeres zu bemerken und, so viel bekannt, steigt sie auf der Taimyr-Halbinsel ebenso weit nach Norden, wie an der Lena. Nur im nördlichsten Teile von Norwegen erreicht die Waldgrenze die Ufer des Arktischen Ozeans, welcher hier keineswegs den vegetationsfeindlichen Einfluß übt, wie in anderen Gegenden und zwar darum, weil er kein Eis hat.

Auf Point Barrow, der nördlichsten Spitze im Westen des nordamerikanischen Kontinentes, sind Beobachtungen gemacht, welche eine höhere Temperatur des Jahres und des Winters zeigen als in denselben Breiten ($71^1/_2^0$) an der Nordküste von Asien. Weiter im Osten haben wir in Nordamerika eine Verteiluug der Beobachtungsstationen, die höchst eigentümlich ist. An den Ufern der hochnordischen Inseln des nordamerikanischen Archipels sind zahlreiche, wenn auch kurze Beobachtungen gemacht worden, während der zahlreichen Expeditionen zur Aufsuchung der nordwestlichen Durchfahrt, dann des verschollenen Franklin (1818 bis

1854). Später sind noch weiter im Norden, in dem nördlichsten Teile Grönlands und Grinellands englische, amerikanische und deutsche Polarexpeditionen gewesen. Südlich aber auf dem amerikanischen Kontinente, fast bis zum 50° N. Br., haben wir äußerst wenig Stationen. Hier also ist die Trennung des hohen Nordens von dem übrigen Teile Nordamerikas schon durch die Art des Materials geboten.

Auf den Inseln im N. von Amerika finden wir ein Gebiet sehr niedriger Winter- und Jahrestemperatur, welche jedoch klimatisch sehr verschieden ist von den kältesten Gebieten Sibiriens.

Am größten ist die Verschiedenheit darin, daß hier die niedrige Temperatur in einem Gebiete existiert, wo im Winter keineswegs ein hoher Luftdruck gefunden wird. Der Luftdruck sinkt nach S.E. gegen die Depression in der Davis-Straße und ist an den nördlichsten Stationen Grönlands und Grinellands höher, in der jährlichen Periode ist er am höchsten im Mai, teilweise auch im April, aber auch dann nicht höher als 765 mm. Im Sommer ist der Luftdruck wieder niedriger; der niedrige Luftdruck im S.E. ist wohl die Ursache der vorwaltenden N.-Winde im Polararchipel und an der Nordspitze Amerikas. In der nun folgenden Tabelle bedeutet a die Windrichtung auf der Halbinsel Boothia Felix, b in Pt. Kennedy, wobei an letzterem Orte die Windstärke in Betracht gezogen ist.

Winter.

	N.	N.E.	E.	S.E.	S.	S.W.	W.	N.W.
a	22	8	12	7	5	4	9	33
b	2	15	0	0	0	2	13	68

Sommer.

	N.	N.E.	E.	S.E.	S.	S.W.	W.	N.W.
a	7	13	8	10	9	11	12	20
b	3	21	6	$0_{.4}$	$0_{.5}$	4	12	53

Die kurzen Beobachtungsperioden auf dem Archipel (ich betrachte ihn hier ohne Grönland und Grinelland), die Veränderlichkeit der Temperatur und die großen, nicht immer sicher bekannten Korrektionen der Alkohol-Thermometer lassen eine gewisse Unsicherheit über die Mitteltemperaturen. Jedoch die Beobachtungen stimmen ziemlich gut mit einander überein, an allen Stationen war wenigstens ein Monat kälter als —29°, an den Stationen nördlich vom 70° N. Br. meistens ein Monat kälter als —35°. Die absoluten Minima sind meistens unter —40°, jedoch bei weitem nicht so niedrig wie im Innern von Ostsibirien. Neun Monate haben eine Temperatur unter 0°, der Sommer ist kühl und in dieser Jahreszeit sind die Unterschiede der einzelnen Stationen unbedeutend. Nur an einem Orte ist die Mitteltemperatur des Juli $5_{.8}°$, dies ist die höchste in diesem Gebiete und zwar wurde sie auf einer der nördlichen Stationen, dem Winterhafen, unter 75° N. Br. beobachtet; während die südlichste Station, Winterinsel, 66° N. Br., die niedrigste Juli-Temperatur, $2_{.6}°$ zeigt. Es ist also nicht der Einfluß der Breite, sondern die große Menge des Eises auf dem Meere, welche die niedrige Temperatur des Sommers erklärt; das absolute Maximum auf irgend einer der Stationen ist nur 16°. Die Mitteltemperatur des Jahres ist meistens unter —14°.

Ein solches Klima ist natürlich für die Vegetation höchst ungünstig und Bäume sind gänzlich ausgeschlossen, jedoch finde sich kein beständiger Schnee und keine Gletscher; denn der Schnee fällt in geringer Menge und taut ziemlich rasch im Sommer. Auf den Buchten und Straßen zwischen den Inseln ist gewöhnlich mehr oder weniger Eis vorhanden, jedoch ist es auch nicht per-

manent, es wird meistens jedes Jahr durch Winde und Strömungen gebrochen und gelangt nach einiger Zeit in die Davis-Straße. Wenn zuweilen große Anhäufungen von Eis gefunden werden, so ist dies nicht etwa sehr altes Eis, sondern es ist durch sehr große Eispressungen an der Windseite des Landes Eis angehäuft. Auf Grinelland, einer großen Insel im W. des Smiths Sundes, sind die nördlichsten meteorologischen Beobachtungen auf unserer Erde gemacht worden, bis $82^1/_2{}^\circ$ N. Br. Ich habe in Tabelle 1. die Mittel der zwei Stationen der englischen Expedition unter Nares und die dreijährigen Beobachtungen der amerikanischen Expedition unter Greely zu einem Mittel vereinigt. Die Mitteltemperatur des Jahres ist hier die niedrigste auf der Erde, der Winter jedoch nicht so kalt, als in den Thalstationen im Innern des nordöstlichen Sibirien, die tiefste Mitteltemperatur hat hier der Februar: $-40._1{}^\circ$ und da wir hier ein Mittel aus fünf Jahren haben, so ist es höchst wahrscheinlich, daß auch die langjährigen Mittel dasselbe zeigen würden. Bei der hohen Breite ist jedenfalls ein solches Resultat zu erwarten, denn fast während des ganzen Februar ist die Sonne unter dem Horizonte. Die Stationen des nordamerikanischen Archipels südlich von Grinelland zeigen auch häufig die niedrigste Temperatur im Februar, aber bei der Kürze der Beobachtungen haben natürlich unperiodische Schwankungen einen großen Einfluß. Das absolute Minimum in Grinelland ist -56°, also die niedrigste Temperatur, welche auf der Erde, außerhalb der kältesten Stationen Sibiriens beobachtet wurde.

Grönland, die größte Insel unserer Erde, verdient eine besondere Beachtung auch von seiten des Klimatologen. Es ist höchst wahrscheinlich, daß das ganze Innere mit einer Eisschicht bedeckt ist, einer jener kontinentalen Anhäufungen, deren Spuren die Geologen in Europa und Amerika gefunden haben. Nur ein ziemlich enger Küstenstrich bis zu etwa 600 m über dem M.-N. ist im Sommer frei von Schnee und Eis und auch dieser nicht ganz, denn die großen Gletscher, die Ausläufer der Eismasse des Innern, reichen ans Meer. Rink hat schon in den fünfziger Jahren die Meinung geäußert, daß, wie in anderen Ländern die Flüsse den Überschuß des Niederschlags über die Verdunstung dem Meere zuführen, so in Grönland die Eisströme. Jedoch

außer dem Eise wird auch viel Wasser in flüssiger Form zum Meere gebracht, denn die Gletscherbäche fließen auch im Winter. Die Küste des westlichen Grönlands hat beständige Bevölkerung und meteorologische Stationen und in den letzten Zeiten haben verschiedene Expeditionen auch das Inlandeis besucht (Jensen, Kornerupp, Payer). Das allgemeine Resultat ist, daß im Innern der Neigungswinkel des Eises klein ist, unter 1°, und daß nur einzelne Spitzen über das Eis herausragen. Die Expedition von Nordenskjöld drang von der Westküste aus bis zu einer Entfernung von etwa 350 km ins Innere. An dem fernsten erreichten Punkte war die Höhe etwa 7000′ (2100 m) und die Neigung des Eises zwischen den Höhen von 1500 bis 2100 m betrug nur $^1/_4{}^0$.

Grönland erstreckt sich auf über 20 Breitegrade und der Sommer ist kühl, selbst im äußersten Süden. So hat in Lichtenau unter $60^1/_2{}^0$ N. Br. der Juli eine Mitteltemperatur von 8°, fast dieselbe ($7._7{}^0$) findet sich unter 69° N. Br. in Jakobshaven, während sie dazwischen in Sodthab nur $5._5{}^0$ ist und an der nördlichen Station der Polaris-Bai unter $81^1/_2{}^0$ N. Br. $4._7{}^0$. Also ist die ganze Abnahme der Temperatur von Lichtenau bis hierher nur $0._{15}{}^0$ auf einen Breitegrad.

Im Winter ist hingegen die Abnahme der Temperatur nach Norden sehr rasch an der Westküste bis zum 77 bis 79° N. Br., wo die Insel am breitesten ist. Hier haben die Monate Dezember bis März Mitteltemperaturen unter —30°, während Lichtenau im Januar nur $-5._5{}^0$, Frederikshab unter 62° N. Br. $-9._6{}^0$ hat. Die Abnahme der Temperatur des Januar zwischen $60^1/_2{}^0$ und $77^1/_2{}^0$ N. Br. beträgt $1._5{}^0$ per Breitegrad, also das Zehnfache derjenigen des Juli. Im Jahresmittel beträgt die Abnahme der Temperatur zwischen diesen Grenzen $1._{02}{}^0$ per Breitegrad, also ist derjenigen des Winters viel näher als derjenigen des Sommers, In Grönland haben 8 bis 9 Monate des Jahres den Charakter der Wintermonate.

Im Winter, wie in dem größeren Teile des Jahres, ist ein Teilminimum der nordatlantischen Cyklone in der Davisstraße; das südliche Grönland erhält also oft warme, feuchte Winde vom offenen Ozeane. Weiter nach Norden ist der Luftdruck während

des größeren Teiles des Jahres höher, N.E.-Winde walten vor und bringen kalte Luft. Auch an der Oſtküſte von Grönland unter 75° N. Br. beobachtete die deutſche Expedition während der neun kälteren Monate ſehr vorwaltende und häufig ſehr ſtarke Nordwinde. Hier iſt ſchon der Einfluß der isländiſchen Cyklone zu erkennen, welche die Luft aus dem Innern Grönlands anzieht.

Werden die Temperaturen des Winters in Grönland, Grinnelland und dem nordamerikaniſchen Archipel verglichen mit denen von N.E.-Sibirien, ſo iſt hauptſächlich der Unterſchied zu bemerken, daß in letzterem Windſtillen mehr vorwalten, in der amerikaniſchen Region aber ſtärkere Winde. Dies iſt einer intenſiven lokalen Erkaltung der unteren Luftſchichten und extremen niedrigen Temperaturen weniger günſtig, wohl aber der Erkaltung mächtiger Luftſchichten, ſowohl was den Flächenraum, als auch beſonders was die Höhe betrifft. Nicht allein mehr kalte Luft wird von den hohen Breiten im Norden von Amerika bewegt, auch mehr Seewaſſer und Eis. Die ſehr vorwaltenden, ſtarken Nordwinde bewegen viel Eis direkt nach Süden, im Oſten, wie namentlich im Weſten von Grönland, und die permamenten, ſtarken Meeresſtrömungen auch. Dies zeigen u. a. auch die Triften auf Eisſchollen oder die in Eis gefangenen Schiffe, die „Reſolute", der „Fox", die Mannſchaft der deutſchen Expedition von 1870 u. ſ. w. Sie alle trieben raſch nach Süd, während ich für das europäiſche und ſibiriſche Nordmeer nur langſame Triften in wechſelnden Richtungen zu verzeichnen hatte.

Grönland hat auch ſeine Föhne*), an der Weſtküſte kommen ſie von S.E.; wenn ſie wehen, kommen noch unter 69° N. Br. Temperaturen von 6° und 7° vor, alſo um 24° bis 25° höhere als das Monatsmittel; dabei iſt die Luft ſehr trocken und der Schnee ſchmilzt ſehr raſch. Nach Hoffmeyer hat die Weſtküſte nur dann Föhne, wenn der Luftdruck bei Island hoch, in der Davisſtraße niedrig iſt, dann fallen an der Oſtabdachung der Inſel ergiebige Niederſchläge, die Abnahme der Temperatur wird dadurch langſamer und im Weſten kommt die abſteigende Luft warm und trocken an.

*) Meteorology of Arctic Regions. Bd. I. Hoffmeyer, Föhn du Grönland.

Kapitel 19.

Mittlere Breiten von Nordamerika.

Im betreff des hohen Nordens habe ich schon früher bemerkt, daß das Klima von keinem Teile desselben außer dem nördlichen Norwegen uns so gut bekannt ist, als dasjenige des polaren Archipels von Nordamerika und dieses dank der zahlreichen Überwinterungen wissenschaftlicher Expeditionen und derjenigen zur Aufsuchung Franklins. Südlich aber bis zum 55° ist eine große Lücke in unserer Kenntnis des Klima, welche nur durch kurze Beobachtungen ausgefüllt ist. In der Region östlich von den Felsengebirgen ist die Temperatur ziemlich ähnlich derjenigen unter denselben Breiten in Zentral-Sibirien im Gebiete des Jenissei. Folgende Tabelle giebt einen Vergleich der beiden Gegenden:

		N. Br. Grad.	Januar	Juli
B.-A.	Ft. Simpson	62	-28.2	15.7
B.-A.	Ft. Chippewyan	59	-22.8	17.2
	Turuchansk	66	-28.2	15.7
	Jenisseisk	58	-23.5	19.6

Aus obiger Tabelle ist zu ersehen, daß in dieser inneren Region Nordamerikas auch der Sommer warm ist; dieses

bewirkt, daß hier auch die Waldgrenze hoch nach Norden steigt bis zu 70° N. Br. am Mackenſie, faſt ſo weit wie am Jeniſſei und an der Lena. Es iſt wahrſcheinlich, daß ſich in den kontinentalen Gegenden von Nordamerika keine ſo niedrigen Wintertemperaturen finden wie im Innern von Oſtſibirien und daß auch der Luftdruck nicht ſo hoch iſt, als dort. Ich vermute jedoch, daß ſich hier der höchſte Luftdruck des amerikaniſchen Kontinents im Winter findet. Das Wetter iſt hier im Winter im hohen Grade anticykloniſch, d. h. es walten Windſtillen und ſchwache veränderliche Winde vor, bei meiſtens klarem Wetter, jedoch wahrſcheinlich kommen doch auch im Winter warme Winde vor. Die Felſengebirge ſind hier vom Meere ziemlich entfernt und weſtlich davon befindet ſich das große Stromgebiet des Jukon, welcher den weſtlichen Teil des Kanadiſchen Gebietes und das ganze Innere von Alaska einnimmt. Dieſer Fluß fällt ins Bering-Meer, welches ſchon den Charakter eines Polarmeeres beſitzt.

Freilich iſt dies nach Dall mehr an den Küſten von Aſien der Fall, als an denjenigen Amerikas. Am Ufer giebt es keine Wälder wegen des kalten Sommers, im Innern aber ſehr ausgedehnte. Hier iſt das Klima ſehr kontinental, ſo hat z. B. Fort Jukon unter $66^1/_2{}^0$ N. Br. eine Mitteltemperatur des Winters von $-31.{}_0{}^0$, des Sommers von $13.{}_7{}^0$. Es fällt viel Schnee im Winter und Regen im Sommer. In Ikogmut am unteren Jukon haben wir im Winter $-17.{}_3{}^0$, im Sommer $9.{}_7{}^0$. Höchſt wichtig ſind die Beobachtungen auf der Inſel St. Paul im Beringsmeere unter 57° N. Br. Hier iſt die Luft das ganze Jahr ſehr feucht, der Luftdruck niedrig, beſonders im Winter, und zwar befinden ſich die Inſeln bald nördlich, bald ſüdlich von den Minima. Im Winter ſind Stürme ſehr häufig, im Sommer ſeltener, aber zu dieſer Jahreszeit walten dichte Nebel vor. Die Mitteltemperaturen ſind: Winter $-2.{}_6{}^0$, Frühling $-1.{}_6{}^0$, Sommer $6.{}_7{}^0$, Herbſt $4.{}_2{}^0$; alſo im hohen Grade ozeaniſches Klima mit kleiner jährlicher Amplitude und großer Verſpätung der Temperaturextreme. Wie ſehr im Nordpaziſiſchen Ozeane die Temperatur niedriger iſt, als im Nordatlantiſchen in der Nähe von Europa, iſt daraus zu erſehen, daß auf der kleinen Inſel Grimſey, nördlich von Island unter dem Polarkreiſe gelegen, die Temperatur faſt dieſelbe iſt, wie auf St.

Paul, nämlich: Winter -1.8^0, Sommer 6.4^0. Wir haben noch Beobachtungen auf der Insel Unalaschka, auf den Aleuten unter 54° N. Br. Hier ist die Temperatur etwa 2° höher als auf St. Paul, der jährliche Gang ungefähr derselbe, d. h. auch hier ein milder Winter und ein sehr kühler Sommer, häufige Stürme im Winter bei niedrigem Luftdrucke und vorwaltende dichte Nebel im Sommer.

Der Rest der mittleren Breiten des nordamerikanischen Kontinents ist geographisch in drei Regionen zu teilen; nämlich 1) eine enge Küstenzone im Westen zwischen dem Pazifischen Ozeane und hohen Gebirgen, 2) eine Region von Gebirgen und Plateaus, welche sich bis nach Osten über die Felsengebirge erstreckt, etwa bis zum 100° W., 3) der übrige Teil des Kontinents, das Gebiet des Mississippi (außer dem oberen Teile seiner rechten Zuflüsse), die atlantische Küstenzone und die Region der großen Seen bis zur Hudsons-Bai begreifend.

Den beiden amerikanischen Kontinenten fehlen große Bergketten in der Richtung der Parallele; alle höheren Gebirge haben nahezu die Richtung der Meridiane.

Aus dieser Verteilung der Bergketten folgt, daß die Breitengrade nicht getrennt sind und daß Luftströmungen aus Nord und Süd freien Spielraum haben. In dem Teile des nordamerikanischen Kontinents östlich vom Felsengebirge, wird dies durch zwei Umstände verstärkt, denn hier ist die Änderung der Temperatur mit den Breitengraden besonders groß und in der Seenregion namentlich sind häufige Zentren von Cyklonen.

Die Westabdachung Nordamerikas ist in dieser Hinsicht in einer anderen Lage, denn sie wird durch hohe Gebirge im Norden und Osten gegen die kalten Winde des Winters geschützt. Die Breite dieser Region ist in Kalifornien etwa 200 km, nördlicher ist sie noch enger. Zu dieser klimatischen Region gehören auch einige größere gebirgige Inseln, wie Vancouver, Sitcha, Kadjak und viele kleinere. Westwinde walten in dieser Region vor, nur an der Küste von Alaska sind Ostwinde im Winter häufig, aber nicht heftig.

Auf dem Stillen Ozeane in der Nähe der amerikanischen Küsten findet sich eine Region hohen Luftdrucks (Anticyklone); im Sommer ist sie etwas nördlicher und weiter von der Küste

als im Winter und der Luftdruck im Zentrum derselben ist höher (767 mm). Nördlich davon findet sich auch eine Region niedrigen Luftdrucks, namentlich im Winter bei den Aleuten, im Sommer aber ist der Luftdruck in den Thälern des Sakramento und Kolumbia bedeutend niedriger als an der Küste, während auch der niedrige Luftdruck im Norden fortdauert (im Juni 757 mm bei Unalaschka); an der Westküste und auf den Inseln von Alaska sind die Winde West und Südwest, während in Kalifornien im Winter die vorwaltenden Winde S.W. sind, im Sommer W. und N.W. unter dem Einflusse der barometrischen Depression im Innern. Die N.W.-Winde sind die stärkeren, in San Diego kommt 55 % der ganzen Luftbewegung von N.W., wenn die Windstärke berücksichtigt wird.

Im Sommer zieht eine ziemlich kalte Meeresströmung längs der Küsten von Kalifornien hin; da die vorwaltende Windrichtung vom Meere kommt, so hat die Küste von Kalifornien einen so kalten Sommer, wie er in diesen Breiten nicht wieder vorkommt, selbst nicht auf der südlichen Halbkugel, welche sich überhaupt durch ihren kalten Sommer auszeichnet. Die Temperatur des Sommers auf der Paßhöhe über die Sierra-Nevada (2140 m) ist nahezu dieselbe, wie in San Francisco am Meeresufer, am letzteren Orte aber ist sie um 16.8^{0} kälter als in Fort Miller in dem breiten Thale des San Joaquin, nur 200 km von San Francisco entfernt.

Solch eine Temperaturdifferenz im Sommer in so großer Nähe findet sich auf der Erde nicht wieder und zwar ist das breite Längsthal Sakramento — San Joaquin von der Küste durch eine nicht besonders hohe Bergkette getrennt. Die Flüsse münden in die Bucht von San Francisco und in der Nähe der Öffnung ist es im Thale bedeutend kälter als südlich und sogar nördlich davon, wie folgende Tabelle zeigt:

	Mittlere Temperatur des Juli			Lage
Fort Miller	37^{0}	N. Br.	30.6^{0}	S. von der Öffnung
Sakramento	$38\frac{1}{2}^{0}$	„	22.7^{0}	In der Nähe der Öffnung
Marysville	39^{0}	„	25.4^{0}	Nördlich von der Öffnung.
Union Ranch	$39\frac{1}{2}^{0}$	„	27.4^{0}	Nördlich von der Öffnung.

Wegen dieser kalten Winde im Sommer ist der Unterschied zwischen Winter und Sommer sehr gering an der Westküste; die höchste Temperatur wird hier im September beobachtet, wenn die Seewinde schon schwächer werden.*) Weiter nach N., wo die Seewinde nicht so stark sind, finden wir sogar eine etwas höhere Juli-Temperatur als in Kalifornien. Weiter im Norden ist der Sommer wieder kühler: an der Westküste, wie auf den Inseln von Alaska, herrscht ein echt ozeanisches Klima mit mildem Winter, aber kühlem Sommer, so daß der Ackerbau unmöglich ist. Die Mitteltemperatur ist hier bedeutend wärmer als an der Ostküste von Amerika, aber doch kühler als in denselben Breiten an der Westküste von Europa, wie aus folgender Vergleichung zu ersehen ist.

	Jahr	Januar	Juli
Sitcha, Alaska	$6._3$	$-0._4$	13_2
Dunwegan, Insel Skye	$8._0$	$4._1$	$13._1$

Auch im Innern von Kalifornien ist der Winter warm, denn es ist genügender Schutz vor kalten Winden vorhanden. Der Sommer ist viel wärmer als an der Küste und das Klima demjenigen Süditaliens sehr ähnlich und zwar nicht nur in der Temperatur, sondern auch in der Verteilung der Niederschläge. Der Sommer ist hier ganz regenlos außer im Gebirge, die Regenzeit dauert vom November bis März. Der Sommer und Anfang des Herbstes sind so trocken, daß das geschnittene Getreide oft vom Juni bis Ende Oktober auf dem Felde bleibt, ohne dem Verderben ausgesetzt zu sein.

Die Ähnlichkeit des Klimas mit dem von Südeuropa hat auch zu ähnlicher Bodenkultur geführt; hier wie dort sind Weizen und Gerste die Hauptfrüchte, ihnen genügen die Regen des Winters und Frühlings, während der Mais hier künstliche Bewässerung erfordert. Auch die Kultur der europäischen Frucht-

*) Nach der Berechnung von Schott ist der Tag der höchsten Temperatur in S.-Francisco der 23. September, der niedrigste der 9. Januar, so daß die Zeit der Temperaturzunahme $8^1/_2$, der Abnahme nur $3^1/_2$ Monate dauert.

arten wird hier stark betrieben, namentlich diejenige des Weinstocks; im südlichen Kalifornien auch diejenige der Orangen und Zitronen. In Kalifornien überhaupt sind die Minima des Winters nicht niedrig, denn in der Küstenregion und dem großen, inneren Thale sinkt die Temperatur nicht unter 0°.

Eine subtropische Regenverteilung, d. h. ein sehr regenarmer Sommer und Regen in den kälteren Monaten reicht in dem westlichen Amerika viel weiter nach N. als irgend sonstwo auf der Erde. Sie findet sich bis zum 48° N. Br. und zwar fallen hier an der Küste sehr bedeutende Regenmengen, so daß die Westabdachung von Amerika zwischen 45° N. Br. und der Halbinsel Alaska zu den regenreichsten Gegenden der Erde gehört. Auch die nahen Inseln sind sehr regenreich, so daß in Sitcha im Jahre 225 cm, in Fort Tongaß sogar 292 cm fallen. Unter $53^1/_2{}^0$ N. Br. reicht ein Gletscher bis aus Meer, der südlichste auf der nördlichen Halbkugel. Die ergiebigen Niederschläge und der Umstand, daß sie hauptsächlich im Spätherbst und Winter fallen, ist der Ansammlung von Firn und der Bildung von Gletschern sehr günstig. Unter 48° N. Br. fallen an der Küste über 300 cm, aber östlich vom Kaskadengebirge in den Ebenen des mittleren Kolumbia unter 50 cm. Das südliche Kalifornien ist hingegen regenarm, selbst an der Küste.

Betrachten wir die Wärmeabnahme mit der Breite an der pazifischen Küste, so ist leicht zu sehen, daß hier zwischen 36 bis 49° N. Br. dieselbe sehr verzögert ist, d. h. gerade in den Breiten, wo sie in Europa und dem östlichen Nordamerika so rasch vor sich geht; sie beträgt z. B. in den atlantischen Staaten zwischen $36^1/_2$—$45^1/_4{}^0$ N.Br., 1.26^0 auf den Breitegrad.

Die verzögerte Wärmeabnahme an der pazifischen Küste ist ganz entschieden dem kühlen Frühjahr und Sommer im mittleren Kalifornien zuzuschreiben.

	Januar.	Juli.	Jahr.
Südliches Kalifornien (S. Diego bis Monterey)	$0._{49}$	$1._{72}$	$0._{94}$
Mittleres u. nördliches (Monterey bis Ft. Umpqua)	$0._{48}$	$0._{07}$	$0._{26}$
Oregon und Washington (Ft. Umpqua bis Kamp Steele)	$0._{75}$	$-0._{26}$*)	$0._{27}$
Britisch Kolumbia und Alaska (Kamp Steele bis Sitcha)	$0._{47}$	$0._{46}$	$0._{52}$

Für das Studium der Wärmeänderung mit der Höhe bietet Kalifornien wenig. Die Küstenstationen kann man natürlich wegen ihrer abnormen Temperatur nicht als Basis benützen. Ich konnte überhaupt in diesem Falle nur Ft. Miller und Kamp Independence benützen, deren Höhenunterschied bedeutend ist und welche nahe genug liegen. Es findet sich (auf 100 Meter: Jahr $0._{33}^{0}$, Winter $0._{41}^{0}$, Sommer $0._{28}^{0}$) eine sehr langsame Wärmeabnahme. Natürlich enthalte ich mich weiterer Schlüsse, weil ich keine näheren Details weder über die Lokalitäten, noch über andere Umstände besitze.

Ein bedeutender Teil der Vereinigten Staaten, zwischen der Sierra Nevada im Westen und dem Felsengebirge im Osten, besteht fast durchweg aus Hochebenen, auf welchen hier und da Gebirge aufgelagert sind. Wegen der großen Trockenheit der Luft und der zu geringen Menge der Niederschläge erreichen die Gewässer meistens nicht das Meer. Eine Ausnahme bildet der Kolorado mit einigen Nebenflüssen, welche in etwas feuchteren Berggegenden entstehen. Die große Trockenheit führt zu einer bedeutenden täglichen Amplitude, auf Tab. II ist sie für einige Orte dieser Gegenden graphisch dargestellt; für diese beträgt sie im Mittel über 18^{0}. Diese große Amplitude findet sich in den Thälern, wie auf den Plateaus.

In dem südlichen Teile dieser Region giebt es einige Teile, welche unter dem Meeresniveau liegen, so die Koloradowüste und das „Thal des Todes" in Kalifornien; hier, wie in den unteren

*) D. h. eine Wärmezunahme mit der Breite. Kamp Steele selbst liegt etwas geschützt gegen den offenen Ozean, daher ist wohl der Winter etwas kälter, der Sommer wärmer, als dies sonst der Fall sein würde.

Thälern des Kolorado und Gila, ist der Sommer nahezu so heiß, wie in der Sahara und dem nördlichen Indien. Die Mitteltemperatur des Juli ist über 34° und die absoluten Maxima erheben sich bis 50°.

Die unteren Thäler und die niedrigern Plateaus sind äußerst trocken, der Aralokaspi-Niederung und Ostturkestan in Asien zu vergleichen. Bodenkultur ohne künstliche Bewässerung ist natürlich hier unmöglich. Auf höheren Plateaus ist es etwas weniger trocken und namentlich auf den Gebirgen fällt mehr Niederschlag, besonders im Sommer, es finden sich daher üppige Grasfluren und auch Wälder.

In betreff der Perioden des Niederschlags ist folgendes zu bemerken: Die Sierra Nevada bildet in dieser Hinsicht eine klimatische Grenze; auf ihrem Westabhange und auf der Höhe fallen sehr ergiebige Niederschläge im Winter, natürlich als Schnee; weiter im Osten ist es in den niederen Thälern und Wüsten das ganze Jahr trocken; nördlich davon, auf den höheren Plateaus von Utah und Nevada, fällt teilweise etwas mehr Wasser mit Maxima im Dezember und Mai, während Sommer und Herbst sehr trocken sind. In Neumexiko und Arizona aber giebt es entschiedene Sommerregen, so daß im Juli und August 40 % der jährlichen Menge fallen.

Die Plateaus und niedrigen Wüsten sind so trocken, daß die Flüsse, welche sie durchschneiden, hier viel Wasser durch Verdunstung verlieren und auf großen Strecken keine Zuflüsse erhalten. All diese Flüsse erhalten ihr Wasser aus den Gebirgen. Diese Flüsse haben äußerst tiefe Betten, sog. Kañons, bis zu 1800 m tief und meistens mit senkrechten Seiten; dies ist auch u. a. ein Beweis einer sehr lang andauernden Trockenheit, denn sonst würde die atmosphärische Verwitterung den Thalseiten ein wenig steiles Gefälle gegeben haben.

Wegen der Höhe dieser Länder und dem Mangel genauer Höhenbestimmungen sind wir noch etwas im Zweifel über die Höhe des Luftdrucks. Nach Loomis und Hazen ist auf dem Hochplateau von Utah im Januar die Isobare 768 zu finden, im Juli 757.5. Selbst ohne Reduktion auf das Meeresniveau ist der Luftdruck hier im Winter bedeutend höher als im Sommer,

wenn auch der Unterschied nicht so groß ist, wie auf dem nahezu gleich hohen Hochplateau von Ostturkestan im Zentrum Asiens; er beträgt in:

Yarkand, Ostturkestan Höhe 1257 m 14.1 mm
in der großen Salzseestadt aber weniger als die Hälfte.

Bei der Verschiedenheit der Höhe und den zahlreichen Gebirgen in diesen Gegenden ist natürlich die Windrichtung stark lokal beeinflußt. Jedoch führen die Verhältnisse des Luftdrucks dazu, daß südlich vom 42° N. Br. im Winter im ganzen N.-, im Sommer aber S.-Winde vorwalten, d. h. im Winter eine Luftströmung von den Plateaus nach dem Golfe von Kalifornien und dem Mexikanischen Meerbusen gerichtet ist, im Sommer das Gegenteil*) stattfindet.

Die ganze westliche Plateauregion der Vereinigten Staaten, wie auch die niedrigen Wüsten und Thäler zwischen ihnen, ist sehr warm, natürlich bei den Plateaus mit Reduktion auf das Meeresniveau; bis 35° N. Br. finden wir Mitteltemperaturen des Jahres von über 23°, d. h. höher als irgendwo auf der Erde in diesen Breiten. Selbst die in dieser Hinsicht so bevorzugten Gegenden am Mittelmeer sind kälter, denn die Isotherme von 20° findet sich im Süden des Mittelmeeres unter dem 33° N. Br. und nur in der algerischen Sahara steigt sie bis 35° N. Br. Lissabon an der Westküste der pyrenäischen Halbinsel unter 38° N. Br. liegt auf der Isotherme 16.2°, die große Salzseestadt in Utah unter 41° N. Br. auf der Isotherme 18.2°. Wahrscheinlich hängt die Sache so zusammen, daß die Trockenheit eine große Erwärmung im Sommer begünstigt und zwar selbst auf bedeutenden Höhen, im Winter aber die Berge die kalten Winde abhalten.

Die Hochplateaus erstrecken sich auch östlich von den Felsengebirgen, etwa bis zum halben Wege zwischen ihm und dem Mississippi; wobei sie sehr allmählich gegen die östliche Tiefebene abfallen. Diese östlicheren Plateaus haben im ganzen ein kühleres Klima als die westlicheren, weil sie keinen oder wenig Schutz

*) Coffin, „Winds of the globe". Seite 682—685. Supan, Statistik der unteren Luftströmungen, Seite 188—193.

haben gegen die kalten Winde, doch im Vergleich zu den östlicher liegenden Tiefebenen sind sie wärmer auf das Meeresniveau reduziert, ja in einigen Fällen ist die Temperatur auf dem Plateau sogar höher, als in denselben Breiten auf der Ebene, so z. B. wenn wir Ft. Laramie mit Dubuque und Muskatine in Jowa mit Winnebago in Illinois ꝛc. vergleichen. Hier ist die Sache um so wichtiger, als kein Gebirge, kein steiler Abfall Tiefebene und Plateau trennt, also nicht, wie für die Plateaus westlich vom Felsengebirge, der Schutz des letzteren gegen die Winterkälte als Ursache gelten kann. Es bleibt einstweilen nichts übrig, als anzunehmen, Massenerhebungen seien schon in Breiten von etwa 40° in derselben Höhe bedeutend wärmer als die freie Luft oder Gebirge und daß die Gesetze der Temperaturänderung mit der Höhe sich viel leichter bei isolierten Höhen als auf Plateaus bestimmen lassen, besonders in dem Fall, welchen ich hier betrachte, wo wegen der sehr allmählichen Steigung immer ein bedeutender horizontaler Unterschied zu dem vertikalen hinzukommt.

Die für die Breite und Höhe anomale Erwärmung der Plateaus am Ostfuße der Felsengebirge bringt es mit sich, daß von dort aus die Temperatur mit der Höhe sehr rasch abnimmt, wie aus den wichtigen Beobachtungen am Pikes Peak (4300 m hoch) zu ersehen ist. Eben diese hohe Temperatur, namentlich des Sommers, bringt in den Felsengebirgen eine ziemlich üppige Vegetation hervor, in Höhen, welche in anderen Gebirgen derselben und sogar niedrigerer Breite wegen der Kälte kahl und öde sind. So giebt es z. B. am Pikes Peak Wälder bis zur Höhe von 3600 m.

Selbst in den Tropen finden sich keine hochstämmigen Wälder in so großer Höhe. Hier ist wirklich der Sommer ebenso warm als in derselben Höhe am Äquator. Wenn man z. B. die Temperatur von Pikes Peak auf die Höhe von der Meierei Antisana ($^1/_2{}^0$ S. Br., 4060 m über dem M.-N.) reduziert, so erhalten wir im Juli $6.{}_4{}^0$; dort aber hat der wärmste Monat eine Temperatur von $6.{}_2{}^0$. Auf der Höhe der Waldgrenze am Pikes Peak werden die Verhältnisse wohl noch günstiger sein, im Vergleich zu denen der Tropen. Außer der Temperatur ist es wichtig für die Waldvegetation, daß genügend viel Regen im Sommer fällt und daß die Hauptkette des Felsengebirge Schutz gegen die stärksten (W.) Winde gewährt.

Pikes Peak ist die höchste meteorologische Station unserer Erde und ihre isolierte Lage ist äußerst günstig. Im Osten liegt ein Plateau 1800 m über dem M.-N.; im Süden trennt es ein anderes Hochland von 2200—3000 m von der Hauptkette der Felsengebirge. Loomis hat die Zahl der starken Winde (über 30 engl. Meilen per Stunde oder 11.6 m per Sekunde) angegeben.*) 25% der Beobachtungen gaben solche starke Winde; dies ist für eine so große und so isolierte Höhe jedenfalls sehr mäßig. Von den Beobachtungen um $7\frac{1}{2}$ a.m. und 11 p.m. gaben je 27% solcher Winde, $4\frac{1}{2}$ p. m. aber 21%, also auch hier eine mindere Windstärke in der Mitte des Tages. Auch eine viel deutlichere jährliche Periode ist zu erkennen, denn im Januar waren 45% solcher starken Winde, im Juli aber nur 2%. Die Windrichtung war, wie folgt:

		N.	N. E.	E.	S.E.	S.	S.W.	W.	N.W.
Prozent der starken Winde (über 11.6 m per Sekunde.)		7	1.2	0	0.3	5	31	42	13
Windrichtung	Winter	14	8	1	2	5	19	28	23
	Sommer	10	11	4	3	8	32	18	14
	Jahr	12	9	3	2	5	27	14	19

Aus dieser Tabelle ist zu ersehen, daß im ganzen Westwinde vorwalten, welche sich im Winter gegen N., im Sommer gegen S. neigen. Unter den starken Winden ist das Vorwalten der W.-Winde noch größer, denn S.W., W. N.W. geben 86% dieser Winde, N.E. E. und S.E. nur $1\frac{1}{2}$ %.

Loomis hat auch die Fälle angeführt, wo der Pikes Peak mehr als 25° kälter war als Denver, d. h. wo der Temperaturunterschied der beiden Orte einem labilen Gleichgewichte in der Vertikale entspricht, und auch die Fülle, wo Pikes Peak wärmer war als Denver. In Prozenten der Beobachtungen kamen folgende Zahlen von Fällen vor:

*) Amer. Journ. Science, January 1878.

Denver kälter als Pikes Peak

	November bis Febr*).	Januar.	Jahr.
7. a. m. und 9 p. m.	6	13	$1._8$
2 p. m.	3	9	1
Mittel	5	11	$1._6$

Denver um 25° und mehr wärmer als Pikes Peak.

	Dezbr. bis Febr.	März. April.	Mai.	Juni. Juli.	Aug. Sept.	Okt. Nov.	Jahr.
7. a. m. und 9 p. m.	0,	$1._6$	3	0	$0._8$	$1._1$	$0._8$
2 p. m. . . .	$1._7$	23	53	29	16	12	18
Mittel . . .	$0._6$	9	20	10	6	5	7

Also finden wir im Januar in 9 Fällen eine Beobachtung, bei welcher eine höhere Temperatur auf dem Berge ist, d. h. wiederum ein Beweis, daß im Winter die Temperaturen keineswegs so niedrig sind auf hohen Bergen. Fälle einer so großen Temperaturabnahme mit der Höhe, daß sie einem labilen Gleichgewichte entspricht, sind ziemlich häufig im Frühjahr und Sommer und sehr selten im Winter. Am häufigsten sind sie im Mai, wahrscheinlich

*) Kein einziger Fall von März bis Oktober.

darum, weil das Plateau schon stark erwärmt ist, während auf dem Berge noch viel Schnee liegt.

Im Sommer finden sich auch auf dem Berge offene Stellen und die Zahl dieser Fälle vermindert sich. In allen Jahreszeiten aber sind diese Fälle äußerst selten am Morgen und Abend und fast ausschließlich auf die wärmeren Tagesstunden beschränkt.

Der östliche Teil des nordamerikanischen Kontinents in mittleren Breiten steht unter dem Einfluß des niedrigen Luftdrucks in dem nördlichen Teil des Atlantischen Ozeans, namentlich des Teilminimums desselben, welches sich in der Davisstraße befindet; im Winter, Spätherbst und Vorfrühlung, wenn diese Cyklone besonders stark entwickelt ist, sind die Winde mehr N.W. als S.W., nördlich vom 42° N. Br. Dies ist namentlich für die Temperatur sehr wichtig, weil dadurch die kalte und trockene Luft aus dem Innern des Kontinents weit nach S. und E. gebracht wird.

Von den Regionen hohen Luftdrucks haben im Winter namentlich diejenigen großen Einfluß, welche am Ostfuße der Felsengebirge einerseits, und in den Südstaaten andererseits sich befinden. Jedoch ist keine von diesen Anticyklonen so beständig, als diejenige, welche sich in dem östlichen Teile des Atlantischen Ozeans an der Nordgrenze der Passate befindet, und namentlich diejenige in den kälteren Monaten des Jahres im Innern von Ostsibirien. Daher kann auch keine das Klima der östlichen Vereinigten Staaten so stark und einseitig beeinflussen, die Veränderlichkeit des Luftdrucks, wie der Temperatur und der Bewölkung ist daher ein Hauptzug des Klimas dieses Teiles von Amerika. Namentlich sind große und rasche Änderungen häufig in Begleitung der Cyklonen, welche sehr oft den Norden der Vereinigten Staaten vom oberen Missouri zum St. Lorenz durchschneiden und dann gegen Neuschottland weiter ziehen.

Nirgends auf der Erde findet sich ein häufigeres Auftreten der Cyklonen als gerade hier. Da diese Cyklonen sich noch im Mittel doppelt so rasch bewegen, als in Europa, so giebt dies eine besonders rasche Änderung des Wetters. Die Temperaturschwankungen werden nun so sehr dadurch vergrößert, daß nirgends auf der Erde die Temperaturänderung mit der Breite so groß ist wie hier, denn im Süden befindet sich der

Mexikanische Meerbusen, über welchem die Temperatur höher ist als über anderen Meeren derselben Breite. Unter 50° N. Br. aber ist die Temperatur niedriger als in anderen Ländern derselben Breite mit Ausnahme von Ostsibirien.

Im Sommer sind die Cyklonen weniger häufig, obgleich die Bahn, auf welcher sie hauptsächlich schreiten, dieselbe bleibt; aber in dieser Jahreszeit ist der Luftdruck im Innern niedriger als am Mexikanischen Meerbusen und daher sind S.-Winde im ganzen Süden der Vereinigten Staaten im Sommer vorwaltend; in Texas S.E., weiter nach Ost und Nord S. und S.W. Sogar am Pikes Peak ist diese Drehung nach S. im Sommer zu bemerken.

Bei der Bearbeitung des bedeutenden Materials, welches Coffin über die Vereinigten Staaten gesammelt hatte, äußerte ich folgende Meinung: In einem ausgedehnten Teile der Vereinigten Staaten, etwa $^1/_3$ der ganzen, ohne Alaska begreifend, findet sich trotz der Verschiedenheit der topographischen Verhältnisse eine nahezu gleiche jährliche Periode der Winde und zwar sind hier überall vorwaltende S. E.- S.- und S.W.-Winde im Sommer, mit großer Resultante im Süden und abnehmender nach Norden und vorwaltende N.- und N.W.-Winde im Winter. Diese Region erstreckt sich von der Sierra Nevada im Westen bis zum Mississippi im Osten und vom Kalifornischen Meerbusen, dem Thale des Rio-Grande und dem Mexikanischen Meerbusen im Süden bis zum 43° N. Br. im Norden.

Ich gebe einige Zahlen über die Windrichtung dieser Region östlich von den Felsengebirgen:

Winter.

	N.	N.E.	E.	S.E.	S.	S.W.	W.	N.W.
Gebiet des mittleren Missouri (Kansas und Nebraska)	22	8	6	9	15	12	18	20
Gebiet des Mississippi zw. 38°—43° N. Br. . .	9	8	5	15	12	13	14	24
Gebiet des oberen Mississippi	7	9	5	16	11	15	10	26
Indianerterritorium . .	20	11	14	15	12	9	6	13
Mittleres Texas . . .	29	22	9	14	8	6	5	9
Unterer Rio Grande . .	16	11	13	20	15	5	4	15

Sommer.

	N.	N.E.	E.	S.E.	S.	S.W.	W.	N.W.
Gebiet des mittleren Missouri (Kansas und Nebraska)	10	10	13	18	26	13	10	10
Gebiet des Mississippi zw. 38°—43° N. Br. . .	9	10	9	22	16	12	11	11
Gebiet des oberen Mississippi	6	11	7	21	13	21	10	12
Indianerterritorium . .	6	8	14	22	27	12	5	6
Mittleres Texas . . .	3	6	11	54	17	6	2	1
Unterer Rio Grande . .	1	5	17	52	16	8	1	1

Im südöstlichen Texas (Rio-Grande) ist eine Annäherung an die Verhältnisse der Passatregion, aber auch hier sind die N.-Winde die stärksten. Im mittleren Texas sehen wir schon einen wirklichen Monsun und zwar ist auch die Verteilung der relativen Feuchtigkeit diejenige echter Monsungegenden, so z. B. in S. Antonio: Winter 49%, Frühling 63%, Sommer 77%, Herbst

64°. Die Verteilung der Niederschläge im mittleren Texas ist derjenigen im östlichen Japan am ähnlichsten, ein entschiedenes Minimum am Anfang und am Ende der kühleren Monatszeit im Juni und September.

Nach Loomis ist am unteren Missouri im Winter der Luftdruck höher als in den umliegenden Gegenden, bis 768 mm. Ein zweites Maximum findet sich in den Südstaaten westlich von den Appalachen etwas über 767 mm. Von hier nach N., d. h. gegen die großen Seen wird der Luftdruck niedriger und dies giebt im Winter und Sommer als mittlere Windrichtung W.S.W. Im Süden an den Ufern des Mexikanischen Meerbusens ist schon eine Annäherung an die Passatregion zu bemerken mit vorwaltenden Ostwinden, wobei freilich im Sommer wegen des niedrigeren Luftdrucks im Innern des Kontinentes mehr S.E. weht, im Winter mehr N. Am stetigsten sind diese Ostwinde im Herbst, wenn ein mehr charakterisiertes Maximum hier entwickelt ist und der Luftdruck am Karibischen Meerbusen das jährliche Minimum erreicht. In Florida ist eine noch größere Annäherung an die Verhältnisse der Passatregion zu finden.

An der atlantischen Küste ist der Einfluß des Minimums bei Neu-Schottland und New-Foundland schon sehr deutlich, namentlich im Winter. In den Südstaaten sind selbst im Winter mehr S.W. als N.W.-Winde, während schon in Neu-England der N.W. im Winter entschieden vorwaltet. Noch mehr ist dies in Labrador der Fall, wo Nordwinde selbst im Sommer vorwalten (freilich dann mehr N.E.), während im südlichen Neu-England dann S.W.-Winde vorwalten, was freilich auch von der Richtung der Küste abhängt.

Noch größer ist das Vorwalten der N.W.-Winde im Winter auf Mt. Washington, der höchsten Spitze von Neu-England, wo im Sommer die Windrichtung noch nördlicher ist als im Winter. Sehr bemerkenswert ist auch die große Stärke dieser Winde: im Mittel der S.W. 13, W. 18, und N.W. 22 m per Sekunde.

In den Wintermonaten sind dort schon nicht selten Temperaturen von — 40° bei Windstärken von 40 m per Sekunde und darüber. Diese Verhältnisse sind ganz verschieden von denen der

Gebirge Europas, wo auf isolierten Bergen keine so niedrigen Temperaturen vorkommen.

Winter.

	N.	NE.	E.	SE.	S.	S.-W.	W.	N.-W.
Gebiete des Ohio u. Tenneſſee	8	7	5	9	12	28	16	16
N.-Geſtade d. Mexikaniſchen Meerbuſens	19	16	9	14	9	9	6	18
Bahama-Inſeln u. Florida ſüdl. vom 29° N. Br.	14	28	14	18	7	5	3	11
Südatlantiſche Staaten	13	13	7	6	11	18	14	17
Mittelatlantiſche Staaten	9	12	5	6	7	14	19	28
Neu-England	9	11	4	7	7	14	15	33
Labrador	16	5	8	1	2	1	5	64

Sommer.

	N.	NE.	E.	SE.	S.	S.-W.	W.	N.-W.
Gebiete des Ohio u. Tenneſſee	7	11	7	9	11	31	12	11
N.-Geſtade d. Mexikaniſchen Meerbuſens	10	12	9	18	13	15	10	13
Bahama-Inſeln u. Florida ſüdl. vom 29° N. Br.	2	15	28	32	11	5	4	2
Südatlantiſche Staaten	7	12	8	12	17	26	11	8
Mittelatlantiſche Staaten	8	10	6	11	14	19	16	15
Neu-England	5	10	8	10	12	24	14	16
Labrador	20	36	8	2	1	1	2	30

Der Umſtand, daß in der Nähe der Oſtküſten von Nordamerika bis zum 44° N. Br. kalte Meeresſtrömungen vorwalten,

dann auch die Hudsonsbai bis zum 53° N. Br. vordringt, auf welcher sich Eis bis zur Mitte des Sommers hält, giebt dem östlichen Teile des Kontinents einen viel kälteren Sommer als dem mittleren und zwar ist hier diese Gegend des kalten Sommers viel ausgedehnter als in Ost-Asien, wo sie nur einen schmalen Küstensaum begreift. Die ausgedehnten Seen und Moräste im östlichen Teile des Kontinents tragen auch das ihrige zu dieser niedrigen Sommertemperatur bei.

Die fünf großen Seen Nordamerikas, die größte Ansammlung süßen Wassers auf unserer Erde, müssen einen sehr erheblichen Einfluß auf das Klima der Umgebung ausüben. Natürlich äußert er sich im ganzen analog demjenigen des Salzwassers, d. h. Winter und Herbst werden, unter sonst gleichen Umständen, wärmer, Frühling und Sommer kühler sein. Jedoch dort, wo einige Monate eine Mitteltemperatur unter Null haben, ist doch ein erheblicher Unterschied zwischen Süß- und Salzwasser.

Winchell macht mit Recht auf den Einfluß der Winde aufmerksam. Da dieselben sehr übgerwiegend im Herbst und Winter westlich sind, so wird die Temperatur der Ostküsten weit mehr gemildert, als diejenige der Westküsten. Im Frühling und Sommer wird dies keineswegs ausgeglichen, denn in diesen Jahreszeiten beobachtet man mehr Ostwinde. Am besten sieht man den Unterschied bei einem Vergleich von Grand Rapids an der Ost- und Milwaukee an der Westküste des Michigansees.

Am größten ist der Einfluß der Seen auf der Halbinsel zwischen den Seen Huron und Michigan, so daß in Ft. Mackinak die Differenz vom Januar bis Juli nur 25.3^0, in Thunder Bay Island gar nur 22.5^0 C. beträgt. Eine so unbedeutende Differenz findet sich sonst nirgends zwischen dem Felsengebirge und dem Atlantischen Ozean nördlich vom 37° N. Br.

Am kältesten ist das Klima an dem westlichen Ende des Oberen Sees. (Superior, Beaver Bay.) Im Winter gelangen die kalten Nordwestwinde frei dorthin und im Dezember und Januar gefriert der See auf eine große Strecke. Die häufig im Frühling auftretenden Ostwinde halten das Eis lange zurück; nach sehr kalten Wintern, wie z. B. dem von 1873, bleibt ein Teil desselben bis Juni ungeschmolzen. So hat denn Superior eine Jahrestemperatur von nur 3.2^0, was, auf das Meeresniveau reduziert,

4.3^0 giebt, d. h. nur 0.6^0 höher als die Jahrestemperatur von St. Petersburg (3.7^0). Auch die Temperatur des Juli, 17.5^0, ist selbst mit Reduktion auf das Meeresniveau nur um 0.9^0 höher als in St. Petersburg.

Eine verhältnismäßig sehr hohe Temperatur findet sich hingegen am Südufer des Erie-Sees.

Daß die großen Seen mehr auf die Verspätung der Temperatur einwirken als der Atlantische Ozean, hat seinen Grund darin, daß das Wasser des Meeres, beständig in Bewegung begriffen, während des Winters weniger erkaltet, als dasjenige der Seen, wo außerdem, so lange die Temperatur unter Null ist, die Eisbildung fortdauert, also die Oberfläche des Wassers in flüssigem Zustande, welches die Kälteextreme mildert, immer kleiner wird

Wenn im Frühling die Temperatur über 0^0 steigt, dann wird viel Wärme zur Eisschmelze verbraucht; dies macht die Frühlingsmonate viel kälter, als es ohne die großen Wasserflächen und die Eisbildung der Fall sein würde.

Im Herbst wird die Temperatur durch die Seen erhöht und namentlich kommen die ersten Fröste viel später an den Ufern der Seen vor.

Der Sommer ist dort, wo die Einwirkung der Seen besonders stark ist, noch unter 46^0 N. Br., so kühl wie im europäischen Rußland und dies wahrscheinlich auch in den westlichen Teilen Nordamerikas in der Nähe der Felsengebirge, unter 59^0 N. Br.

Auch die absoluten Extreme werden von den Seen gemildert; sie sind z. B. in Detroit, Cleveland, Rochester, Buffalo höher als südlich davon in der Ohio-Region. In Sacketts Harbour am Nordostende des Ontario-Sees und in dem nahen Gouverneur sind die Extreme wieder viel niedriger; die kalte Luft kann dorthin direkt von N. d. h. von Kanada kommen.

Die absoluten Minima sind in der Region zwischen den Felsengebirgen und dem Mississippi nördlich vom 40^0 N. Br. sehr niedrig, die niedrigste bis jetzt bekannte in den Vereinigten Staaten außer Alaska ist -50.6^0 in Pembina am Red-River (49^0 N. Br.), nächstdem aber kommen die Temperaturen im Osten der Plateauregion, so in Ft. Sanders und Waschakie, Wyoming und Ft. Ellis (Montana) mit -45.6^0, -47.5^0 und -47.2^0, und überall, wo wenigstens fünfjährige Beobachtungen vorhanden

sind, finden wir Minima von wenigsteus —30°. Da im Sommer auch sehr hohe Temperaturen beobachtet werden, so erreicht hier die Differenz der absoluten Extreme einen sehr großen Wert, teilweise über 80°.

Die niedrigen absoluten Extreme des Winters sind charakteristisch für die Plateaus im Osten der Felsengebirge und bilden einen bedeutenden Unterschied gegen das, was westlich davon beobachtet wird. Man vergleiche z. B. die Orte in Montana mit denjenigen in Idaho, oder Ft. Laramie mit Salt Lake City. Die Mitteltemperaturen in den Wintermonaten sind viel weniger verschieden.

Die Region am mittleren Mississippi ist wegen der dort vorkommenden raschen Temperaturänderungen im Winter bekannt. Sie sind um so fühlbarer, als es sich hier zuweilen um Änderungen von etwa 15—20° über Null auf ebensoviel unter Null handelt.

Südlich vom 40° N. Br. steigt das Thermometer schon im Februar zuweilen über 25°, so in St. Louis, Jefferson Barraks, verschiedenen Stationen in Kansas. In Ft. Leavenworth wurde im Februar schon -32.2^{0} und 25.6^{0} beobachtet, in Arkansas und dem Indianer-Territorium kommen auch im Januar über 25° vor.

Wenn Nordamerika östlich von den Felsengebirgen sich überhaupt durch die großen unperiodischen Schwankungen auszeichnet, wie sonst kein Land unter demselben Breitegrade, so ist dies ganz besonders in der Gegend am mittleren Mississippi der Fall.

Weiter im Norden sind natürlich die Maxima im Winter namentlich in Dakota, nicht so hoch; sie erreichen z. B. in Ft. Abercrombie im Januar 6.1^{0}, im Februar 6.7^{0}. Wiederum höher sind die Maxima in Montana, so in Ft. Shaw im Dezember 23.3^{0}, im Januar 19.4^{0}, im Februar 21.7^{0}. Hier sind es wohl Wirkungen des Föhn (in dieser Region Chinookwinds genannt), welche so hohe Wintermaxima erzeugen.

Sind die Temperatur-Schwankungen in Texas auch nicht größer, so wurden sie hier doch mehr bemerkt.. Ein plötzlich eintretender Nordwind (Norther, Norte) bringt zuweilen die Temperatur von 25° bis auf den Gefrierpunkt. Jedoch ist in diesem Punkte auch viel Übertreibung untergelaufen, wie ich aus der Durchsicht

des Journals eines sorgfältigen Beobachters, Dr. Pettersen in S. Antonio, und durch mündliche Erkundigungen erfahren habe.

Wenn auch plötzliche und große Erniedrigungen der Temperatur nicht ganz so häufig sind, als man gewöhnlich sagt und schreibt, so bleiben sie doch einer der Hauptzüge des dortigen Klimas und es giebt unter denselben Breitegraden kein anderes Land, wo die unperiodischen Schwankungen so groß sind wie in Texas, namentlich wenn nicht ganze Monate, sondern kürzere Perioden berücksicht werden. Noch in Fort Brown, kaum zwei Grade vom Wendekreise entfernt, sinkt die Temperatur bis -6.7°, diese niedrigen Temperaturen sind aber um so bemerkenswerter, als die Mittel der Wintermonate nicht niedrig sind, z. B. für Januar in Ft. Brown 15.3°. In China sind ebenso niedrige Minima möglich unter denselben Breitengraden, aber dort ist die Mitteltemperatur des Winters auch eine viel niedrigere als in Texas.

Absolute Extreme in Texas.

	Dezember		Januar		Februar	
	Max.	Min.	Max.	Min.	Max.	Min.
Ft. Mc. Kavett	27.2	−13.9	26.7	−14.4	31.7	−12.8
Ft. Inge	28.9	−7.2	31.1	−11.2	32.2	−6.7
Ft. Mc. Intosh	33.9	−8.3	32.2	−7.2	38.3	−5.0
Ringgold Barr.	32.2	−7.8	32.2	−6.7	37.8	−3.3
Ft. Brown	31.7	−5.6	30.6	−6.7	32.2	−2.2
Austin	30.0	−12.2	30.6	−14.4	30.6	−7.2

Also haben wir in einigen Wintermonaten eine Differenz der absoluten Extreme von über 40° und dies südlich vom 30° N. Br. An den südlichen Gestaden des Mittelmeeres ist die absolute Schwankung im ganzen Jahre nicht so groß, wie hier im Winter.

Wir bemerken in Texas eine rasche Temperatursteigerung im Frühling, während das Maximum selbst erst ganz am Ende des Juli eintritt; an manchen Orten ist der August wärmer als der Juli. Es ist die Zeit, während welcher die Temperatur steigt, also viel länger, als diejenige, wo sie abnimmt.

Diese Verzögerung des Maximums der Temperatur ist wohl in Zusammenhang zu bringen mit dem Sommermonsun von Texas. Bei der Erwärmung und Auflockerung der Luft im Innern sind nämlich in Texas die Südostwinde im Sommer sehr regelmäßig und bringen die Einflüsse des Meeres weit ins Land hinein.

Weiter östlich an den Küsten des Mexikanischen Meerbusens, in Louisiana und Alabama, ist das Klima im ganzen gemäßigter, die Winter wärmer, die Sommer kühler, die Temperatursprünge weniger scharf. In New-Orleans z. B. ist der Januar um $1^1/_2{}^0$ wärmer als in Galveston, welches $^1/_2{}^0$ südlicher und auf einer Insel liegt. Noch kleiner sind die Unterschiede von Sommer und Winter an der Golfküste von Florida, welche unter dem unmittelbaren Einflusse des Golfstromes liegt, und diese Verhältnisse gipfeln auf der kleinen Insel Key West, deren Temperaturen schon ganz tropisch sind: Jahr $25._1{}^0$, Januar $20._7{}^0$, Juli $28._8{}^0$. Doch ist noch hier die Differenz zwischen Januar und Juli größer als in S. Francisco: $8._7{}^0$ gegen $5._3{}^0$. Frost ist in Key West noch nie beobachtet worden, die absolute Temperaturschwankung beträgt nur 30^0, ist somit noch kleiner als in S. Francisco.

Trotz der hohen Mitteltemperatur der Wintermonate werden in Florida keine so hohen absoluten Maxima beobachtet, als in Texas, so z. B. in Key West im Winter nicht über $31._2{}^0$.

Ich habe die Gegend am oberen Mississippi und nördlichen Red-River schon erwähnt. Diese Region hat in der letzten Zeit die allgemeine Aufmerksamkeit auf sich gelenkt wegen der raschen Besiedelung und der großen Mengen Weizen, welche dort produziert werden. Es ist im großen und ganzen eine Steppengegend, hie und da mit kleinen Gehölzen. Das Klima ist rauh, namentlich der Winter kalt, aber der Sommer ist warm und regnerisch genug, um die Bodenkultur zu begünstigen. Ich gebe einen Vergleich mit solchen Regionen Rußlands, welche sich auch durch große Weizenproduktion auszeichnen:

Breite. Grad.	Höhe. m	Nordamerika.	Jahr.	Januar.	Juli.
45°	244	St. Paul, Minnesota,	6.1	—11.2	22.1
44 1/2°	440	Ft. Pierre und Ft. Sully, Dakota *)	6.9	—11.3	23.9
46 1/2°	300	Ft. Abercrombie und Breckenridge **)	3.8	—16.0	21.4
50°	225	Winnipeg, Manitoba	0.4	—20.5	19.1

Europäisches Rußland und Westsibirien.

51 1/2°	60	Saratow	5.3	—10.9	21.9
48 1/2°	30	Zarizin	6.9	—10.4	23.7
52°	110	Orenburg	3.3	—15.3	21.6
65°	100	Ischim, Westsibirien.	0.1	—20.1	18.9

Analoge Temperaturen des Winters und Sommers finden sich also in Ostrußland und Westsibirien etwa 6° nördlicher, aber in einer um etwa 150 m geringeren Meereshöhe. Der Vergleich von St. Paul mit Ft. Sully zeigt die Zunahme der Temperatur nach Westen hin. Noch höher sind die Temperaturen in Montana, am oberen Missouri, ja trotz der Höhe wärmer als unter demselben Breitengrade am oberen Mississippi und am Red-River, im Winter darum, weil wenig oder kein Schnee liegt und warme Föhnwinde von Westen häufig sind, im Sommer wegen der Trockenheit, welche eine intensive Erwärmung erlaubt.

Da die Gegend am Mississippi ziemlich flach und wenig über dem Meeresniveau erhaben ist, so ist sie vorzüglich günstig für Studien über die Änderung der Temperatur mit der Breite. Nur muß dabei nicht vergessen werden, daß, je weiter nach Norden, wir desto weiter auch nach dem Innern uns bewegen, also im ganzen ein mehr kontinentales Klima finden müssen. Ich habe noch die Beobachtung zu Winnipeg am Red-

*) Am mittleren Missouri.

**) Am Red-River.

River zu Hilfe genommen, indem ich sie nach gleichzeitigen Abweichungen auf St. Paul reduzierte.

In der folgenden Tabelle sind die Temperaturen auf das Meeresniveau reduziert, unter Annahme einer Wärmeänderung von $0.^{40}$ auf 100 m im Januar, $0.^{70}$ im Juli und $0.^{55}$ im Jahresmittel.

Änderung der Temperatur auf 1 Breitegrad:

Breite-Grad.		Januar.	Juli.	Jahr.
30—35	New-Orleans-Memphis	$1.^{50}$	$-0.^{02}$	$0.^{91}$
35—41	Memphis-Muscatine	$1.^{71}$	$0.^{78}$	$1.^{12}$
41—45	Muscatine-St. Paul	$1.^{41}$	$0.^{44}$	$0.^{68}$
45—50	St. Paul-Winnipeg	$1.^{24}$	$0.^{30}$	$0.^{80}$

Soweit die Beobachtungen reichen, muß man also eine viel raschere Temperaturabnahme nach Norden am mittleren Mississippi als am obern und untern annehmen. Überall jedoch ist die Abnahme im Winter viel rascher als im Sommer.

In gebe einige Zahlen über die Temperaturgrenzen und die Amplituden in den Vereinigten Staaten und dem südlichen Kanada zwischen 24° und 50° N. Br. Die Jahrestemperatur ist kaum über 0° an der Nordgrenze und 25° im südlichen Florida. Die Januartemperatur schwankt zwischen —20° am nördlichen Red-River und $20.^{5}$° im südlichen Florida. Die 0°-Temperatur des Januars zwischen dem Mississippi und dem Atlantischen Ozean ist ungefähr unter der Breite von 39° N. Br. zu finden. Die Temperatur des Juli ist etwa 14° an der Ostküste unter 50° N. Br. und 34° am unteren Kolorado. Südlich von 35° N. Br. ist sie in allen Ebenen der mittleren und östlichen Teile der Vereinigten Staaten überall über 27°. Diese hohe Sommertemperatur ist hier von einer hohen Luftfeuchtigkeit und von ergiebigen Regen begleitet.

Die jährliche Amplitude der Temperatur ist am kleinsten an der Küste von Kalifornien ($5.^{6}$°), was besonders von der äußerst niedrigen Sommertemperatur abhängt.

Die ganz Westküste mit Einschluß von Sitcha hat eine jährliche Wärmeschwankung unter 15°, während sie in den mittleren und

östlichen Teilen der Vereinigten Staaten mit Ausnahme Floridas überall höher als 15° ist, selbst an den Ufern des unteren Rio Grande unter $26^1/_2{}^0$ N. Br. Sogar im südlichsten Florida, wo ein echt tropisches Klima herrscht, ist sie nicht unter 8°.

Östlich von den Felsengebirgen und nördlich von 35° N. Br. ist sie überall über 20°, am mittleren Mississippi über 25° und erreicht ihre größten Werte nördlich vom 43° N. Br. zwischen den Großen Seen und den Felsengebirgen. In Winnipeg ist sie $39._6{}^0$. Sie ist kaum größer auf Grinelland und selbst kleiner im nördlichsten Grönland und dem nordamerikanischen Archipel und zwar, weil in diesen Gegenden die Sommertemperatur durch die Eisschmelze sehr erniedrigt wird.

Die Halbinseln und Inseln nördlich vom 44° N. Br. haben auch eine kleinere, jährliche Amplitude als das Innere; ebenso mildern auch die großen Seen die jährliche Temperaturschwankung.

Wenn man das östliche Nordamerika mit der Küstenregion Ostasiens vergleicht, mit welchem es, hinsichtlich der Temperatur, einige Ähnlichkeit hat, so sieht man, daß Labrador sehr nahe dieselbe Temperatur hat wie die Küste des Ochotskischen Meeres unter denselben Breitegraden; aber Florida ist viel wärmer als Süd-China, es ist also selbst in Ostasien die Temperaturabnahme nach Norden eine kleinere.

In Europa und Asien giebt es freilich auf beschränkten Gebieten nahezu eine ebenso rasche Abnahme der Temperatur und zwar auch ganz vorzüglich im Winter, aber immer ist es eine S. und N. trennende Bergkette, welche dabei das Maßgebende ist. So finden wir z. B. eine sehr verschiedene Temperatur auf beiden Seiten der Cevennen, der Alpen, der westlichen Apenninen (Seealpen eingeschlossen), des Balkan, des Kaukasus ꝛc.

Es sind also in der alten Welt nur dort solche große Unterschiede in der Temperatur vorhanden, wo eine scharf ausgeprägte geographische Trennung existiert. Dasjenige größere Land Europas, welches von S. nach N. keine solche trennende Gebirgszüge besitzt — Rußland — hat auch die langsamste Abnahme der Temperatur nach Norden. Nicht so in der atlantischen und Mississippi-Region von Nordamerika. Hier drängen sich die Isothermen förmlich, ohne daß irgend eine Gebirgszug eine Trennung im geographischen Sinne bewirkt.

Dies hat den Einfluß auf die Menschen und ihre Kultur gehabt, daß die Erzeugnisse der Tropen und der Polarländer hier näher zusammengerückt sind, als irgend wo anders, während der Verkehr zwischen den Gegenden mit so verschiedenem Klima und so verschiedenen Erzeugnissen doch leicht ist. Labrador ist, seinem Klima nach, schon den Polarländern zuzuzählen; der Mensch ist dort, wie im hohen Norden, auf das Meer für seine Nahrung angewiesen, das Pflanzenreich bietet ihm so gut wie gar nichts. Florida, wenigstens das südliche, obgleich noch nördlich vom Wendekreise, ist schon ganz tropisch in Hinsicht der Wärme, die dort herrscht, wie auch der Vegetation.

Die folgende Tabelle giebt die Wärmeabnahme für einen Breitegrad:

Grad.		Januar.	Juli.	Jahr.
$25\frac{3}{4}$—32	Ft. Dallas-Savannah	1.50	0.19	0.86
32 —$36\frac{3}{4}$	Savannah-Portsmouth	1.90	0.05	0.67
$36\frac{3}{4}$—$39\frac{3}{4}$	Portsmouth-Philadelphia	1.60	0.55	1.15
$39\frac{3}{4}$—$42\frac{1}{2}$	Philadelphia-Cambridge	1.40	1.08	1.17
$42\frac{1}{2}$—46	Cambridge-Houlton	1.59	0.64	0.91
46 —$55\frac{1}{2}$	Houlton-Hoffenthal. (Labr.)	1.19	1.04	0.95
$25\frac{3}{4}$—$55\frac{1}{2}$	Süd-Florida-Labrador	1.29	0.60	0.91

Die Wärmeabnahme ist also am schnellsten im Winter.

Im März ist die Wärmeabnahme mit der Breite fast ebenso rasch, wie in den Wintermonaten; am langsamsten ist sie im Sommer, während die anderen fünf Monate den Übergang bilden. Wie oben bemerkt, ist der Unterschied von E. und W. sehr wenig bemerkbar in Nordamerika östlich von den Felsengebirgen. Was speziell den Winter betrifft, so ist die Temperatur natürlich milder am Ufer des Atlantischen Ozeans als im Innern, aber auch dieser Einfluß ist im Vergleich zu dem, was wir in Europa sehen, ziemlich unbedeutend. Die Ursache ist in den W.-Winden zu suchen, welche für die Küste Landwinde sind. Die wärmsten Winde aber, die S.-W.-Winde vom Mexikanischen Meerbusen, bringen der Küste wie dem Innern warme Luft. So sehen wir denn, daß im Innern von Neu-England in Entfernungen von

100—200 km vom Meere fast ebenso niedrige Wintertemperaturen gefunden werden wie in denselben Breiten am Mississippi.

Nur weiter nördlich, jenseits des 45° N. Br., ist im Westen, namentlich am Red-River, der Winter viel kälter. Die Seegegend zwischen Neu-England und dem Mississippi ist aber im Winter wärmer als beide, wegen des Einflusses der großen Wassermassen.

So z. B. im Januar:

Houlton, Maine	-9.7	Inneres von Neu-England
Frt Brady. Michigan	-8.7	Seengegend
Ft. Abercrombie oder	-15.6	Red-River-Steppe
Colebrook, Connecticut	-6.2	
Detroit, Michigan	-4.0	
Dubuque, Iowa	-6.5	

Über die Bewölkung giebt es noch sehr wenige Beobachtungen in den Vereinigten Staaten, sicher ist aber, daß sie im Jahresmittel kleiner ist als in Europa, die Mittelmeergegenden ausgenommen; im östlichen und mittleren Teile der Vereinigten Staaten ist die jährliche Schwankung geringer als in Europa, an der Westküste und an der Westabdachung der Gebirge ist sie bedeutend und zwar hat dort, wie in dem größeren Teile von Europa, der Sommer eine viel geringere Bewölkung als der Winter. Am oberen Red-River ist die jährliche Periode der Bewölkung ähnlich derjenigen des mittleren Sibiriens.

In Kap. 2 habe ich einige Zahlen über die Dauer des Sonnenscheines gegeben; aus ihnen ist zu ersehen, wie sehr in dieser Hinsicht die amerikanische Küste die europäische übertrifft, namentlich wenn Orte gleicher Temperatur und nicht gleicher Breite verglichen werden. Und zwar ist nicht nur die Dauer des Sonnenscheines größer, auch die Luft ist durchsichtiger, namentlich in den kälteren Monaten. Bei einer Fahrt von England nach den Vereinigten Staaten wird dieser Kontrast in schärfster Weise vor Augen geführt.

In einem großen Teile der östlichen Vereinigten Staaten, von der atlantischen Küste bis zum und etwas jenseits des Mississippi

und von der Golfküste bis zum 43° N. Br. beträgt die jährliche Regenmenge über 100 cm.

Nirgends auf der Erde in mittleren Breiten findet sich ein so ausgedehntes Gebiet mit so bedeutenden Niederschlägen. Ergiebige Regen in den wärmeren Monaten mit einer hohen Lufttemperatur und ziemlich bedeutender Feuchtigkeit erklären das Gedeihen vieler Pflanzen, wie z. B. der Baumwolle, des Sorghum und des Mais. Das erste Gewächs ist, wie bekannt der Hauptexport der südlichen Staaten, während der Mais bei weitem der wichtigste Brotstoff der Vereinigten Staaten ist. Alle drei Gewächse gedeihen nur dann gut, wenn währnd der Wachstumsperiode eine hohe Temperatur mit Feuchtigkeit verbunden ist. Daher bildet der Mais nicht mehr das Hauptgetreide auf den Plateaus und an der Westküste, wo entweder das ganze Jahr oder der Sommer zu trocken sind, um ihn ohne künstliche Bewässerung anzubauen. Nach Westen zu wird der 100° W. als die Grenze der regenreichen Region betrachtet, wo die Bodenkultur ohne künstliche Bewässerung lohnend ist.

Aus Tab. 3 ist zu ersehen, daß die größte Jahressumme des Niederschlages der Vereinigten Staaten an den Küsten von Alaska und des Washington-Territoriums, nächstdem an den Küsten des Mexikanischen Meerbusens gefunden wird, während die regenärmste Gegend am unteren Kolorado ist und viele Teile der Plateauregion auch viel weiter nach N. unter 20 cm im Jahre erhalten.

Die Verteilung der Niederschläge auf die Monate ist deutlich aus den Zahlen- wie den graphischen Tabellen zu ersehen. Auf den Halbinseln und Inseln im N.E. von Neufundland bis Neu-Schottland walten die Herbstregen vor; an der Küste von Neu-England und der mittelatlantischen Staaten sind die Regen sehr gleichmäßig im Jahre verteilt, an der südatlantischen Küste walten die Sommerregen vor, besonders im August und zwar je näher gegen Florida, desto mehr. Im Innern ist ein größeres Vorwalten des Sommerregens zu bemerken. Im waldigen Thale des Hudson fällt die größte Menge im Juli, während weiter im Westen in den Steppen (Prairien) des oberen und mittleren Mississippi und seiner rechten Zuflüsse die Juniregen vorwalten. Diese Gegend ist, wie bekannt, eine der Kornkammern Europas

geworden und sendet große Mengen von Weizen und Mais auf den europäischen Markt. Ich erinnere daran, daß in den südrussischen Steppen auch die größte Regenmenge im Juni fällt. In den Gegenden des oberen Mississippi und Red-River waltet der Frühlingsweizen vor und zwar darum, weil der kalte Winter nicht genügend schneereich ist, um die Saaten vor dem Froste zu schützen.

Die Ursache des großen Regenreichtums der Vereinigten Staaten östlich von 100° W., ist darin zu suchen, daß südlich das warme Becken des Mexikanischen Meerbusens liegt und die häufigen Cyklonen im Norden eine lebhafte Luftbewegung hervorrufen. Die starken Südwinde bringen feuchtwarme Luft, welche in der Nähe des Zentrums aufsteigt und so ergiebige Regen- oder Schneefälle erzeugt.

Im Sommer, in den Südstaaten auch im Frühling und Herbst, sind die Regen von häufigen und heftigem Gewittern begleitet und in dieser Hinsicht kann sich keine Gegend der mittleren Breiten mit den Vereinigten Staaten messen. Nicht selten auch sind die Cyklonen in den wärmeren Monaten von Wirbeln (Tornados) begleitet, welche auf kleinem Umkreise auftreten, aber furchtbare Verheerungen anrichten. Sie bewegen sich gewöhnlich von S.W. nach N.E. und zwar immer im S.E. des Zentrums der Depression. Am häufigsten sind sie in den Prairiestaaten westlich vom Mississippi: in Iowa, Kansas und Nebraska.

Kapitel 20.

Tropisches Amerika. Südamerika.

In diesem Kapitel vereinige ich die ganzen Tropen Amerikas mit dem außertropischen Südamerika.

Nördlich vom Isthmus von Panama liegen Mexiko, Zentralamerika und die westindischen Inseln. Hier walten mehr oder weniger gebirgige Länder vor, es giebt keine ausgedehnten Ebenen, aber einige kleinere an der atlantischen Abdachung. Einige Berge sind hoch, aber es fehlen lange hohe Bergketten in derselben Richtung, wie die Anden Südamerikas, daher mangeln auch so scharfe klimatische Scheiden wie dort. Aber die reiche Gliederung und die Verschiedenheit der Höhe erzeugen doch sehr mannigfaltige Klimate in kleinen Entfernungen von einander. Es würden lang fortgesetzte Beobachtungen an vielen Orten nötig sein, um sich hierbei zu orientieren, aber leider sind noch sehr wenige Stationen vorhanden.

Am wenigsten wissen wir von dem Luftdrucke, namentlich im Innern, weil gute Nivellements noch fehlen. Im großen und ganzen nimmt wohl der Luftdruck nach Süden ab, wie auch in denselben Breiten auf dem Atlantischen Ozeane, und die vorwaltende Luftströmung ist der nordhemisphärische Passat. (N. E., E.) Jedoch der Lage nach walten diese Winde hauptsächlich auf den Inseln und der Ostabdachung des Kontinentes vor, viel weniger im Innern und an der Westküste, teils weil der Passat als eine von Haus aus nicht starke Luftströmung durch die Reibung

in Hochländern sehr geschwächt wird, teils weil lokale Gradienten ihm entgegenwirken. Im Inneren, namentlich auf dem ausgedehnten, fast waldlosen mexikanischen Plateau, wird wohl der Luftdruck in dem größeren Teile des Jahres niedriger sein, als auf den Meeren, was Winde vom Stillen Ozeane herbeiziehen muß.

Folgende Tabelle zeigt, daß dem wirklich so ist.

		Sommer		Winter	
		φ.*)	R.**)	φ.*)	R.**)
Stiller Ozean	20°—25° N. 105°—115° W.	N. 67 W.	60	N. 23 W.	48
	15°—20° N. 110°—120° W.	N. 20 W.	39	N. 32 E.	82
	5°—10° N. 50°—75° W.	S. 47 W.	58	N. 28 W.	30
Monterey	Mexiko	S. 41 E.	82	N. 33 E.	33
Veracruz	Mexiko	N. 78 E.	21	N. 22 E.	37
Stadt Guatemala		N. 32 E.	41	N. 41	76
Havannah, Insel Cuba		N. 80 E.	70	N. 69 E.	68
Barbados		N. 88 E.	87	N. 76 E.	89

Also überall außer dem Stillen Ozeane von 15°—20° und außer Havannah ist die mittlere Windrichtung südlicher im Sommer, als im Winter. Im vorigen Kapitel ist dies auch für eine sehr ausgedehnte Region der Vereinigten Staaten gezeigt worden und als Ursache wurde die Auflockerung der Luft im Sommer über dem Inneren des letzteren Landes gefunden. Auf dem Stillen Ozeane von 5°—10° N. Br. ruft die Auflockerung im Innern des Landes einen S.W.-Monsun im Sommer hervor.

Der Unterschied der Temperatur an der Meeresküste ist in der hier betrachteten Region unbedeutend, namentlich im Jahresmittel. Sie beträgt überall über 26°, ja selbst außerhalb der Tropen im nördlichen Mexiko nicht unter 22°. So sind es die Höhen fast allein, welche einen größeren Unterschied hervorrufen, in den wärmeren Monaten auch der Unterschied von Meer und Land. Wo letzteres vor den Einflüssen des Ozean geschützt und

*) Mittlere Windrichtung.
**) Resultate.

trocken ist, dort entwickeln sich hohe Temperaturen, wie namentlich in der Umgegend des Kalifornischen Meerbusens, doch liegt diese Region schon nördlich der Tropen, in diesen giebt es keine so hohen Temperaturen, die jährliche Amplitude ist daher nicht über 8°, selbst auf dem trockenen mexikanischen Plateau, meistens geringer.

Wie überall in den Tropen ist die Temperatur auf dieser Massenerhebung höher, als in Gebirgen derselben Höhe, so daß zwischen Veracruz und Mexiko die Temperatur abnimmt im Jahresmittel um 0.41° auf 100 Meter, um 0.43° im Januar, um 0.37° im Mai. Das kleinere Plateau von Guatemala ist relativ weniger erwärmt, die Abnahme der Temperatur mit der Höhe beträgt 0.58° auf 100 Meter im Jahresmittel.

Auf dem mexikanischen Plateau ist die Regenzeit vom Juni bis Oktober, also die regelmäßige tropische Regenzeit, die andern Monate sind ziemlich trocken und die Bewölkung dann schwach. Auf der Abdachung zum Stillen Ozeane werden gegen Norden die Regen immer kürzer und schwächer, bis etwa unter 30° N.Br. eine nahezu regenlose Zone vorhanden ist. Anders ist die Ostabdachung des Plateaus beschaffen: hier sind die Regen ergiebiger und außer den regelmäßigen tropischen giebt es auch Regen vom November bis zum April, welche einen ganz anderen Charakter haben: es sind Nebelregen, welche wenig Wasser geben. Sie fallen während der hier zeitweilig wehenden „Nortes“*), welche nicht nur hier, sondern auch weiter im Südosten, bis zu den Bergen von Honduras, Kälte nnd Regen bringen. Daher sind hier auch die Schwankungen der Temperatur größer als sonst in den Tropen. In Veracruz, wie in Havannah, giebt es fast jeden Winter Minima von 13°, zuweilen sogar von 10°, und wenig nördlich von den Tropen sinkt die Temperatur unter 0°. Die Nortes sind noch sehr heftig auf der Südabdachung des Isthmus von Tehuantepec, aber dort sind sie trocken und weniger kalt.

Diese Gegenden, wie auch die Küste und westliche Abdachung der Gebirge, kenne ich aus eigener Anschauung. Am Isthmus ist die Regenzeit kurz, etwa 4 Monate, die andern Monate sehr trocken und die wilde Vegetation keineswegs üppig. Weiter nach

*) Siehe Kap. 19.

**) Peterm. Mitteil. 1882, S. 161.

Osten wird sie es mehr und mehr und in Soconusco an der Grenze von Guatemala existiert eine der schönsten tropischen Vegetationen. Die Feuchtigkeit des Klimas wird durch die hier gefundenen Baumfarne charakterisiert. Die Regenzeit ist hier länger, als am Isthmus, im Winter sind jedoch Regen selten, aber Nebel häufig. Die heftigsten Nortes dringen nicht mehr hierher, das waldige Gebirge hält sie auf. Jedenfalls hängt die Feuchtigkeit des Klimas sehr von den dichten Wäldern ab, denn nach den allgemeinen Verhältnissen sind die Westabdachungen der Gebirge in diesen Gegenden trockener als die östlichen. Die nahe Westküste von Guatemala ist auch sehr feucht, viel weniger das Plateau, wie auch San Salvador und Nicaragua. Oft wird, nach der schönen Beschreibung Humboldts über den Gang der Jahreszeiten am Orinoko, angenommen, es sei nahezu überall in den Tropen so. Je mehr wir jedoch mit den Tropen bekannt werden, eine desto größere Mannigfaltigkeit finden wir im tropischen Klima, namentlich in den Hydrometeoren. Ich kenne die Regenzeit von Soconusco und Guatemala aus eigener Erfahrung und fand, daß es dort keineswegs nur am Tage regnet, wie am Orinoko, und daß die Nächte und Morgen in der Regenzeit bei weitem nicht immer klar sind. Außer Gewitterregen giebt es auch sog. Landregen, welche oft 24 Stunden hintereinander fallen, zuweilen nicht stärker als unsere Herbstregen. Daß die Einwohner dafür einen besonderen Namen (temporal) haben, beweist, daß es nicht eben Ausnahmen sind.

Die östliche Abdachung von Zentralamerika ist feuchter und regnerischer als die westliche, was eine üppige Vegetation hervorruft und zwar nicht nur in Gebirgen und Küsten, wie in Soconusco, sondern auch auf Ebenen. Hier herrschen die Passate den größeren Teil des Jahres; über das warme Karibische Meer kommend, sind sie natürlich dampfbeladen. März und April sind relativ trocken, wahrscheinlich weil dann das Wasser kälter ist, im Oktober sind die Regen besonders ergiebig, weil dann die Gewässer bedeutend wärmer sind als das Land. Dieser Charakter der Regen findet sich auf den kleinen Antillen (siehe Tab. 4). Auf einigen der Antillen sind ziemlich zahlreiche Regenbeobachtungen vorhanden, namentlich auf Barbados. Auf den N.- und E.-Abdachungen der Inseln bringt der Passat auch im Winter Regen; sie sind

überhaupt feuchter, auf den S.- und W.-Abdachungen fällt der meiſte Regen mit Gewittern in den wärmeren Monaten.

Es iſt oft behauptet worden, daß in der Nähe der Tropen eine einfache, näher dem Äquator eine doppelte Regenzeit normal ſeien. In tropiſchen Monſungegenden der nördlichen Hemiſphäre, wie Südaſien, Weſt- und Zentralafrika, iſt dies wirklich der Fall, auf den Antillen aber gerade das Gegenteil. Im Norden zwiſchen 17° — 23° N. Br. (Cuba, Portorico, Haiti, Jamaika) giebt es eine doppelte Regenzeit im Mai und September—Oktober, Juni und Juli ſind relativ trocken; auf Barbados (13° N. Br.) ſind Auguſt und Oktober die regenreichſten Monate, im September fällt etwas weniger; auf Trinidad ($10^1/_2{}^0$ N. Br.) iſt eine gut charakteriſierte einzige Regenzeit, mit regelmäßiger Zunahme vom März bis Oktober und Abnahme vom Oktober bis März. Aus allen Regenmeſſungen auf den Antillen folgt auch, daß die Wintermonate dort keineswegs regenlos ſind. Selbſt im Süden des gebirgigen Jamaika, d. h. bei einer lokalen Lage, welche den Winterregen ungünſtig iſt, fallen doch noch im Februar, dem regenärmſten Monate, 3% der jährlichen Menge.*)

Südamerika hat eine allgemeine Ähnlichkeit mit Nordamerika in der Form des Kontinentes, eines Dreieckes mit der Spitze nach Süden und in der Lage der höchſten Bergketten im Weſten. Selbſt die relative Lage der Appalachen und des kanadiſchen Plateaus einerſeits, der Gebirge Braſiliens und des Plateaus von Guayana andererſeits ſind analog. Aber in ihrer klimatiſchen Wirkung iſt eine große Verſchiedenheit darin zu finden, daß Südamerika in den Tropen ſich verbreitert, Nordamerika in mittleren und höheren Breiten.

Außerdem ſind die hohen Gebirge noch mehr nach Weſten gerückt und bilden eine ununterbrochene hohe Mauer von 10° N. Br. bis weit über 30° S. Br. In dieſer Hinſicht übertrifft kein Gebirge die Anden und keines bildet eine ſo ſcharfe klimatiſche Scheide zwiſchen Weſt und Oſt. Da die weſtliche Abdachung nicht über $^1/_{30}$ des Kontinentes bildet, ſo iſt die öſtliche den Einflüſſen des Atlantiſchen Ozeans geöffnet; dies iſt beſonders wichtig für die Tropen, weil durch dieſe geographiſchen Züge den

*) Tab. 4.

Passaten der bei weitem größere Teil des Kontinentes offen ist. Daher ist auch das Klima von Südamerika zwischen 10° N. Br. und 20° S. Br. und von dem Atlantischen Ozeane bis zum Ostkamme der Anden im großen und ganzen ein Seeklima, charakterisiert durch Vorwalten der echt ozeanischen Luftströmung (des Passats), durch eine große Gleichmäßigkeit der Temperatur, kleine periodische und unperiodische Schwankungen derselben und große Feuchtigkeit. Dadurch also, daß der Kontinent gegen Osten offen ist, wird der Einfluß seiner Masse zum großen Teile neutralisiert.

Über den Luftdruck wissen wir noch sehr wenig und die Zeichnung der Isobaren im Innern wird, außer durch eine kleine Zahl von Stationen, auch durch den Mangel an durch Nivellements bestimmten Höhen erschwert. Folgende Tabelle giebt eine Idee von den Winden im Norden von Südamerika.

Juni, Juli, August.

	N.	N.E.	E.	S.E.	S.	S.W.	W.	N.W.
Nördliches Venezuela	2	45	23	13	3	6	5	3
Holländisch Guayana	4	60	13	11	1	0	2	10

Dezember, Januar, Februar.

	N.	N.E.	E.	S.E.	S.	S.W.	W.	N.W
Nördliches Venezuela	6	17	32	22	8	9	4	0
Holländisch Guayana	3	41	22	24	5	4	0	1

In Guayana ist also der Passat regelmäßiger; hier, wie in Venezuela und auf den Antillen, ist im Sommer die Windrichtung südlicher. Dies zeigt wohl, daß im nordhemisphärischen Sommer die Zone hohen Luftdruckes im westlichen Teile des Ozeans nördlicher liegt, daß ferner der Einfluß der Auflockerung der Luft im Innern der Vereinigten Staaten bis hierher reicht und daß wahrscheinlich im nördlichsten Teile von Südamerika im Innern dann auch niedrigerer Luftdruck vorhanden ist.

Die Küstenzone von Guayana ist sehr regenreich, obgleich hier Ebene ist: die jährliche Regenmenge beträgt 230—350 cm. Die Verteilung auf die Monate ist ganz verschieden, wie auf den Antillen, namentlich dadurch, daß September und Oktober die trockensten Monate sind. Ebenso ist es auch an der Mündung des Amazonas.

Es ist wahrscheinlich, daß auch die dichten Wälder Guayanas der Abkühlung der Luft und der Vermehrung der Niederschläge günstig sind. In der Nähe Guayanas und der Wälder des oberen Orinoko liegen auf dem linken Ufer des Flusses die Steppen (Llanos), deren Klima uns durch die klassische Schilderung Humboldts so gut bekannt ist. Hier ist im April und Mai jedenfalls die höchste Temperatur Südamerikas: die Gräser welken und der Boden erhält tiefe Risse. In den letzten 50 Jahren hat die Viehzucht abgenommen und dies hat dazu geführt, daß die Llanos mit einzelnen Baumgruppen und kleinen Wäldchen bedeckt sind, so daß Jonas*) nirgends einen vollkommenen Steppenhorizont sehen konnte. Es giebt auch jetzt in der trockenen Jahreszeit mehr Wolken, als zur Zeit Humboldts, zuweilen auch sogar Regen. Hier also hat eine kleine Änderung in der Vegetation schon einen Einfluß auf das Klima gehabt.

Westlich von diesen Llanos giebt es auch noch ausgedehnte Steppengebiete in Südamerika, nördlich vom Äquator. Einige von diesen Gegenden, namentlich die Ufer des Sees Maracaibo und ein Teil des Thales des Magdalena sind als sehr heiß bekannt.

Am Amazonenstrome und dessen Zuflüssen existiert vielleicht die üppigste Vegetation auf der Erde. Der größere Teil ist noch Wald, und da die hiesige Waldzone mit derjenigen von Guayana verbunden ist und sich auf große Strecken an den Ostabhängen der Anden erstreckt, so ist sie nächst der sibirischen Taïga die größte auf der Erde. Wir besitzen leider wenige Beobachtungen, aber dafür viele gute Schilderungen des Klimas am Amazonas. Ostwinde walten am Hauptflusse den größeren Teil des Jahres vor, namentlich in der trockenen Jahreszeit, vom Mai bis November, und sind dann ziemlich stark.

*) Peterm. Mitteil. 1879.

Am Rio-Negro und oberen Orinoko sind hingegen die Winde schwach und Windstillen häufig. Dies ist häufig so gedeutet worden, daß hier die Zone der äquatorialen Windstillen das ganze Jahr herrsche. Jedoch ist schon im Kap. 21 gezeigt worden, daß selbst auf dem westlichen Teile des Atlantischen Ozeans diese Zone schmal ist und sich bedeutend im Jahre verschiebt. Die Sache hängt wohl so zusammen, daß das breite Ästuar des Amazonas den Winden bequemen Zugang bietet und daß sie dann thalaufwärts gelangen. Jedoch hat man in den Seitenthälern wieder schwache Winde. Die Thäler des oberen Rio-Negro und Orinoko liegen fast rechtwinklig zu den vorwaltenden Winden und zwischen ihnen und dem Ozeane liegen Hunderte von Kilometern dichter Wälder, welche die Winde schwächen, namentlich diejenigen des Parime-Gebirges (richtiger des Parime-Plateaus).

Ich habe schon früher auf den Einfluß der dichten Wälder am oberen Amazonas auf die Abkühlung der Temperatur und Vermehrung der Niederschläge hingewiesen.*) Es ist jedenfalls hier eine gegenseitige Abhängigkeit von Ursache und Wirkung vorhanden. Die ergiebigen Niederschläge sind einer üppigen Waldvegetation günstig, letztere führt zu einer Vermehrung der Niederschläge u. s. w. Ich muß noch hinzusetzen, daß am oberen Amazonas in der trockneren Jahreszeit die Winde S.E. und E. sind; in der Regenzeit aber sind die Winde veränderlich, Windstillen und N.W.-Winde häufig. Jedenfalls sind keine monsunartigen Erscheinungen hier vorhanden und überhaupt ist vieles in dem Zusammenhange der Erscheinungen für uns noch dunkel. Das Wasser des Amazonas hat einen sehr veränderlichen Wasserstand und das Hochwasser ist noch in Ega, nahe der Grenze von Peru, um 40′ (14 m) höher als das Niederwasser, wobei zu bemerken ist, daß hier die Gegend ganz eben ist und daß der Fluß sie meilenweit überschwemmt.

Über die Küste und das Innere des nördlichen Brasiliens, östlich vom Amazonas, wissen wir einstweilen noch wenig. Die oft zitierte Regenmenge von über 700 cm in Maranao ist wohl jedenfalls unrichtig. Die Provinz Ceara weiter im Osten ist wegen der dort vorkommenden Dürreperioden in Brasilien bekannt.**)

*) Kap. 13.

**) Draenert, Zeitschr. f. Meteor. Bd. III, S. 381.

Jedoch scheint es, daß diese Dürre hauptsächlich im Innern vorhanden ist, denn die Stadt Ceara hat eine ziemlich erhebliche Regenmenge, 149 cm im Jahre, also nur etwas weniger als Para, freilich sind in Ceara vier Monate hintereinander sehr regenarm, jeder hat weniger als 2 cm, in Para nur ein Monat. Wo die Küste Brasiliens nach S. umwendet, wird die Regenmenge wieder größer, in Pernambuko 297 cm, in Bahia 239 cm. In Pernambuko ist die Regenperiode geradezu entgegengesetzt derjenigen, welche man auf der südlichen Hemisphäre erwarten könnte. Die größte Regenmenge fällt im Juli, die kleinste im November und Februar, während in Bahia, wie auch in Para und Ceara der April der regenreichste Monat ist. Auch in Guyana ist die Regenperiode ungefähr dieselbe und diese Übereinstimmung auf beiden Seiten des Äquators ist höchst bemerkenswert. Diese Erscheinung mag vielleicht dadurch erklärt werden, daß in diesen Monaten in den stark erhitzten Llanos des Orinoko wahrscheinlich der Luftdruck niedrig ist und dadurch die warme Luft des Meeres stärker angezogen wird, was Ursache zu starken Niederschlägen giebt. Im Innern des nördlichen Brasiliens unter 8° bis 9° N. Br. ist die Regenmenge sehr klein für ein Tropenland, 100 bis 110 cm und die Periode dieselbe wie in Pernambuko. Der Passat ist an der Küste von Bahia und namentlich von Pernambuko und an der Mündung des San-Francisco äußerst stark.

Weiter im Süden ist namentlich bei Rio-Janeiro das Klima im ganzen feucht, wenn auch viel weniger Regen fällt, wie in Pernambuko. Wahrscheinlich halten die Höhen im Osten der Bucht einen Teil der Regenwinde ab. Auf der Höhe des Küstengebirges in den Provinzen Rio-Janeiro und San-Paulo ist die Regenmenge bedeutender, westlich von ihnen geringer, wobei es jedoch nicht richtig ist*), diese Gegend für eine sehr trockene zu halten und das Fehlen zusammenhängender Wälder diesem Umstande zuzuschreiben. Das Vorhandensein von Kaffeepflanzungen ohne künstliche Bewässerung, ebenso wie einige Regenmessungen, zeigen, daß hier erhebliche Niederschläge fallen, namentlich vom November bis März, während die Monate Juni bis September trocken sind.

*) Wie dies z. B. Grisebach in seiner „Vegetation der Erde" thut.

Über das fernere Innere sind unsere Kenntnisse höchst unbedeutend. In der sumpfigen Ebene an den Quellen des Paraguay und Madeira unter 20—21° S. Br. zeigt der Wasserreichtum und die üppige Vegetation erhebliche Niederschläge an; hier walten Palmen sehr vor. Auch der ganze Ostabhang der Anden von etwa 20° S. bis 10° N. Br. ist, seiner Vegetation nach zu urteilen, sehr regenreich. Die Vegetation ist nicht nur üppig, sondern auch sehr mannigfaltig und ändert sich bedeutend je nach der Höhe. Hier ist unter anderem die Heimat des Chinarindenbaumes.

Die tropischen Anden sind nächst dem Himalaya und einigen benachbarten Gebirgszügen Hochasiens das höchste Gebirge der Erde. Sie unterscheiden sich von dem Himalaya dadurch, daß sie an beiden Seiten gegen das Meer oder gegen niedrige Ebenen abfallen. Bei dem warmen Klima und der genügenden Bewässerung der Bergabhänge nahe dem Äquator und den benachbarten Ebenen sind die Anden das klassische Beispiel des Einflusses der Höhe auf die Vegetation geworden, denn sie reichen von den Regionen, wo die Vegetation die üppigste auf der Erde ist, bis zu solchen Höhen hinauf, wo sie ganz aufhört. Die Anden sind auch dadurch klassisch, daß Humboldt von hier aus seine bekannten Beispiele der Veränderung der Vegetation in den Gebirgsgegenden entnahm, welche längst schon in Lehrbücher und populäre Werke übergegangen sind.

In den Hochregionen der Anden, oberhalb der Waldregion (paramos) sind die Winde sehr stark, wobei sie aus verschiedenen Richtungen wehen; zuweilen steigern sich diese Winde bis zur Stärke eines gefährlichen Sturmes; namentlich ist dies häufig der Fall an schönen und warmen Tagen unterhalb der Schnee- und Firnfelder. Es ist jedenfalls ein labiles Gleichgewicht der Luftschichten dabei vorhanden, daher diese Winde der Bora der Adria und des Schwarzen Meeres zu vergleichen sind.

Die Anden in den Tropen bestehen aus mehreren Parallelketten und die breiten Längsthäler zwischen ihnen sind bis zu bedeutenden Höhen bewohnt. Diese Massenerhebungen haben ein relativ warmes Klima, anders ausgedrückt, es sinkt die Temperatur von den Meeresküsten bis zu ihnen ziemlich langsam (s. Tab. 1. Bogota, Cochabamba und Kapitel 11 Quito), während hingegen von diesen Hochthälern aus gegen die höheren Regionen

der Gebirge die Abnahme sehr rasch ist (Kap. 11 Quito—Antisana). Diese inneren Hochthäler haben einen sehr gleichmäßigen Temperaturgang im Jahre und sind auch bedeutend regenärmer als der Ostabhang der tropischen Anden überhaupt und der Westabhang nördlich vom 4° S. Br. Das Fehlen von größeren Wäldern und die starke Erhitzung der Felsen an den Thalgehängen durch die Sonne erklären größtenteils die hohe Temperatur dieser Thäler, während weiter nach oben einerseits sehr viel Wolken sind, welche die Sonnenstrahlen abhalten, andererseits großer Luftzufluß von den freien Höhen stattfindet und abkühlend wirkt.

Westlich von den Anden, zwischen 10° N. und 4° S. Br. ist das Klima wiederum sehr feucht, die Regen häufig und ergiebig und die Vegetation derjenigen des Amazonas kaum nachstehend. Der Fluß Atrato, welcher sich in dieser Gegend findet, hat eine Wassermenge, welche derjenigen der großen europäischen Flüsse (außer Wolga und Donau) nicht nachsteht, trotzdem sein Flußgebiet unbedeutend ist. In der Nähe des 4° S. ist eine sehr scharfe klimatische Grenze, denn südlich davon ist die Gegend nahezu regenlos; dies wird hauptsächlich durch die kalte Humboldt-Strömung bewirkt, welche zwischen 30° S. und 4° S. Br. längs der Küsten von Chile und Peru strömt und von dort nach W. gegen die Galapagos-Inseln abzweigt, welchen er das kälteste Klima giebt, das in dieser Breite bekannt ist. Denn nach Wolf ist die Lufttemperatur am Meeres-Niveau nur 22°, diejenige der Oberfläche des Meeres 23°. Die Temperatur nimmt mit der Höhe rasch ab, in 700 m fand er nur 14° am Mittag bei starkem S.E. und dichtem Nebel. Die untere Region der Inseln ist sehr trocken, die Regen sind selten; höher hinauf sind fast beständige Nebel, welche in feinen Regen übergehen. Die Feuchtigkeit ist hier so groß, daß die obere Schicht der basaltischen Lava ganz zerfallen und in einen Thonboden verwandelt ist.*)

Die Küste von Peru und vom nördlichen Chile und das benachbarte Meer haben mit der Westküste Südafrikas die niedrigste Temperatur der entsprechenden Breiten. In dieser Hinsicht ist nicht allein die kalte Meeresströmung entscheidend, sondern auch die S.-Winde, welche von der Region höheren Luftdrucks bis gegen 30° S. Br.

*) T. Wolf, Apuntos sobre el clima de las islas Galapagos. Quito 1879. —

wehen. Dieſe Winde bringen eine kältere Luft in die niedrigen Breiten, als die Temperatur des nahen Meeres iſt. So lange ſie allein wehen, iſt der Himmel meiſtens klar und es regnet höchſtens einmal in 20—30 Jahren. In den 3—4 kälteren Monaten ſind die Winde veränderlich, wehen teilweiſe auch von N.; es herrſchen dann dichte Nebel, welche in Nebelregen übergehen, von dem Meere bis zu etwa 1000 m Höhe. Die Nebel ſind nicht am Meere dichter, ſondern an den Hügeln in einiger Höhe und dieſe bekleiden ſich dann mit ſpärlichem Grün. Die Nebelregion iſt ziemlich ſcharf nach dem Innern hin begrenzt und in geringer Entfernung von Lima z. B. werden die Thäler als klimatiſche Kurorte für Kranke benutzt, welchen die Feuchtigkeit der Küſtenzone ſchädlich iſt.*)

Zwiſchen 5° bis 16° S. Br. iſt die Andenkette ſcharf begrenzt und jenſeits der ſchmalen Küſtenzone giebt es im Sommer Regen, in den höheren Regionen Schnee, ſo daß das Gebirge fließendes Waſſer liefert, welches in der Küſtengegend auch zur Bewäſſerung der Gärten und Felder dient. Doch iſt die Regenmenge unbedeutend, was auch deutlich in dem Ausſehen der Vegetation hervortritt, ſo daß hier z. B. Kakteen und andere Pflanzen trockener Klimate vorwalten.

Weiter ſüdlich zwiſchen 16° und 30° S. Br. iſt die weſtliche Andenkette mehr plateauartig, die Trockenheit iſt hier noch größer, ſo daß auf der ganzen Strecke nur ein Flüßchen das Meer erreicht. Hier befinden ſich über der Küſtenzone mit ihren Winternebeln Plateaus, wo zuweilen nur einmal in einigen Jahren Regen fällt. Solcher Art iſt das Plateau von Tarapaka mit 1000 bis 1500 m Höhe, durch ſeine reichen Lager von Natronſalpeter und Borſalzen berühmt, und weiter ſüdlich die etwa 3000 m hohe Wüſte Atakama. Das teilweiſe über 4000 m hohe Plateau, weſtlich vom Titikaka-See, hat im Sommer regelmäßig Regen und Schnee, welcher aber nicht liegen bleibt. Im Winter iſt der Himmel klar, die Luft äußerſt trocken und die tägliche Amplitude der Temperatur ſehr groß. In dieſer Hinſicht, wie in der Höhe, iſt eine Ähnlichkeit mit dem Plateau von Tibet

*) Die beſte Quelle für das Klima dieſer Küſte iſt „Contributions to the meteorology of Cape Horn“ etc. London 1871.

zu erkennen, jedoch ist der Winter wegen der niedrigen Breite bedeutend wärmer. Auf diesem Plateau zu Huancacho (Höhe 4100 m) wurden etwas über ein Jahr meteorologische Beobachtungen gemacht: die Mitteltemperatur des Jahres ist etwa 8° mit bedeutender Differenz zwischen den Monaten Oktober und Juni; der erste ist der wärmste, der zweite der kälteste. Von 411 Tagen waren 251 trocken und stürmisch, 75 trocken und windstill, 85 mit Niederschlägen (davon 59 von Januar bis März), also jedenfalls auch an Tibet erinnernde Verhältnisse in der Häufigkeit der Stürme und dem Vorwalten der Niederschläge des Sommers. In diesen Breiten und etwas weiter südlich ist die ganze Erhebung der Anden breiter und es giebt auch gegen Osten ziemlich ausgedehnte Plateaus. In Sucre, der Hauptstadt Boliviens, 2840 m, waren von 321 Tagen 111 mit Regen, davon 77 vom November bis März, also auch ein großes Vorwalten der Sommerregen.

Von dem Klima Chiles wissen wir schon etwas mehr als von dem von Peru und Bolivien und es giebt auch Luftdruckbeobachtungen auf dem Festlande. Im nördlichen und mittleren Chile ist der Luftdruck im ganzen hoch und das Jahresmittel überall über 762 mm, wobei er im nördlichen Chile in der Mitte des Winters um 4 mm höher ist, als in der Mitte des Sommers; während im südlichen Chile der Unterschied nur 1 bis $1^1/_2$ mm beträgt. Von 40° S. Br. an vermindert sich der Luftdruck rasch nach S., wie dies überhaupt in den höheren Breiten der südlichen Halbkugel der Fall ist. Von diesen Breiten ab fangen auch die W.- und N.W.-Winde an vorzuwalten und da diese Winde feucht und relativ warm sind, so werden die Regen weiter nach Süden immer ergiebiger. In Copiapo, unter 27° S. Br., fällt 1 m Regen im Jahre, in Puerto-Montt, unter 41° S. Br., 269 cm; im nördlichen und mittleren Chile walten noch S.-Winde im Sommer vor; da hier das Meer außerdem kälter ist, ist der Sommer fast oder ganz regenlos, während in den anderen Jahreszeiten, namentlich im Herbst und Winter, Regen fallen.

In vieler Hinsicht ist das Klima des mittleren Chile ähnlich dem von Kalifornien und Italien. Wie dort sind Weizen und Gerste die Hauptfrüchte und werden auch ohne künstliche Bewässerung kultiviert, während diese für Futterkräuter und Gemüse

notwendig ist. Auch der Weinstock und die Fruchtbäume des südlichen Europa finden sich hier, wenn auch z. B. die Orange nicht reif wird, denn der Sommer ist bedeutend kühler als in Italien und im Innern Kaliforniens. Die Bewölkung ist sehr gering im Innern des nördlichen Chile (Copiapo: Jahr 19); viel bedeutender an der Küste, im mittleren Chile hat sie einen bedeutenden jahreszeitlichen Gang: Januar 22, Juni 56.

Die Küsten des nördlichen Chile werden so sehr durch kalte Winde vom Meere abgekühlt, im Innern aber ist der Felsboden einer Erwärmung so günstig, daß die Temperatur bis zu einer bedeutenden Höhe nach dem Innern zunimmt. So haben wir z. B. zwischen 27° bis 28° S. Br. im Jahresmittel: Caldera (Küste) $19._5°$, Copiapo (400 m) $16._5°$, Pabellon (670 m) $17._3°$, Potrero-Grande (850 m) $19._0°$. Nehmen wir an, daß von der Höhe von 850 m an die Temperatur um $0._{55}°$ auf 100 m Erhebung abnimmt, so würde doch die Temperatur bei 1300 m nicht niedriger sein, als an der Küste. In Kalifornien haben wir dieselbe Erscheinung, jedoch hauptsächlich nur im Sommer, im Jahresmittel nimmt die Temperatur nicht bis zu so bedeutenden Höhen zu.

Südlich vom 42° S. Br. haben wir keine Regenbeobachtungen an der W.-Küste von Südamerika, jedoch das Aussehen der Vegetation und die Berichte der Reisenden stimmen darin überein, daß der Regenreichtum außerordentlich groß sein muß. So urteilen auch u. A. Darwin, King und Fitzroy. Es ist wahrscheinlich, daß bis zum 45° S. Br. die Herbst- und Winterregen noch vorwalten, weiter südlicher aber gleichmäßiger auf die Jahreszeiten verteilt sind. Dem Reichtum an Niederschlägen entsprechend findet sich viel Schnee an den Westgehängen der Anden, es bilden sich mächtige Firne und Gletscher und einer derselben reicht schon in der Lagune S. Rafael ($46^1/_2°$ S. Br.) bis zum Meeres-Niveau herab.

Wie in Südafrika, so ist auch in Südamerika die Westküste bedeutend kälter als die Ostküste. Leider fehlen uns Beobachtungen in den Breiten von 4°—18° S. Br., wo der Unterschied wahrscheinlich am größten ist. In Rio-Janeiro unter 23° S. Br. ist die Mitteltemperatur um 4° höher als in Arika in Peru unter $18^1/_2°$ S. Br. und in der Breite von Arika ist die Mitteltemperatur an der Küste von Brasilien wahrscheinlich um 5° wärmer

als in letzterer Stadt. In Arika ist die Mitteltemperatur nur um 4.5^0 höher als in Bahia-Blanca an der Ostküste unter 39^0 S. Br. Der Sommer in Bahia-Blanca ist sogar um 1.1^0 wärmer.

Bis vor kurzem wußten wir so gut wie gar nichts über die Temperatur im Innern der Argentinischen Republik, jetzt giebt es aber eine ziemliche Anzahl von Stationen und vor 3 Jahren hat B. A. Gould*) eine Isothermen-Karte von Südamerika entworfen. Die kleine Zahl der Beobachtungen und die plateauartige Erhebung im Nordwesten des Landes machen jedoch die Isothermen noch ziemlich unsicher. Im ganzen ist ihr Gang derartig, daß sie sich rasch von den Küsten Chiles nach S. wenden, ihre südlichste Lage auf den Plateaus im Osten von den Anden haben und dann wieder in der Nähe der Ostküste etwas nach N. rücken. Im östlichen und mittleren Teile Südamerikas ist der Gang der Isothermen also ziemlich ähnlich demjenigen in den Vereinigten Staaten. Hier werden auch, bei Reduktion auf das Meeres-Niveau, die westlichen Plateaus wärmer als die östlichen Niederungen. So ist in Pilciao im W. in 800 m Höhe der Sommer nicht kühler als unter derselben Breite in der Niederung des Parana.

Uns fehlen noch die Mittel, um die Isobaren im Innern Südamerikas richtig zu zeichnen. Wenn auch hier und da Luftdruckbeobachtungen da sind, so kennen wir die Höhe nicht sicher. Es ist jedoch die Wahrscheinlichkeit vorhanden, daß im Winter im Innern des Landes zwischen 30^0—35^0 S. Br. die Isobare 768 mm zu finden ist, während im Sommer im Innern des Landes wahrscheinlich diejenige von 757 mm zu finden ist und zwar aus folgenden Gründen: 1. ist ein viel niedrigerer Luftdruck im Winter als im Sommer überhaupt dem Innern der Kontinente mittlerer Breite eigen. 2. wenn auch der südamerikanische Kontinent, südlich vom 30^0 S. Br., nicht besonders breit ist, so erstreckt er sich doch zwischen 30^0—39^0 S. Br. auf 15 Längengrade östlich von den Anden; da er nur durch hohe Gebirge gegen die in diesen Breiten vorwaltenden Westwinde geschützt ist, so ist sein Klima kontinentaler, als wenn er den Seewinden aus W. offen wäre. 3. Im Innern Argentiniens und Paraguays zwischen

*) Annales de la Oficina Meteorologica. Argentina. Bd. III.

25° und 30° S. Br. ist die Temperatur des Sommers höher als diejenige irgend eines Monats am Amazonas. 4. Schon in Buenos-Ayres ist der Luftdruck des Juli um 5 mm höher als derjenige des Januar. In Pelotas in Südbrasilien, in einer kleinen Entfernung von der Küste, ist die Differenz schon 9 mm; daher hätte eine solche von 11 mm im Innern bei Reduktion auf das Meeres-Niveau nichts Außerordentliches.

Südamerika, südlich von den Tropen und östlich von den Anden, ist von den in den mittleren Breiten normalen W.-Winden durch diese Bergkette abgeschnitten, daher finden wir am Ostfuße der Gebirge, z. B. in Mendoza, häufige Windstillen.*) In den Ebenen des Ostens und an der Ostküste sind hingegen die Winde ziemlich stark, in kurzer Zeit werden daher die warmen N.-Winde durch kühle, feuchte S.E. (Su-Estada) und trockene kühle S.W. (Pampero) verdrängt und umgekehrt. Daher tritt eine ziemlich rasche Veränderung der Temperatur namentlich im Sommer ein, wie auch in den östlichen Vereinigten Staaten.

Jedoch geht die Ähnlichkeit nicht sehr weit und namentlich im Winter ist der Unterschied zwischen dem Klima der östlichen Vereinigten Staaten und dem östlichen Argentinien sehr bedeutend. Das östliche Nordamerika wird nach Norden, d. h. polwärts, breiter; im hohen Norden ist der Winter sehr kalt und die Ebene der Vereinigten Staaten ist den kalten trocknen Winden vom Norden wie den warmen Winden vom Mexikanischen Meerbusen vollständig ausgesetzt. In Südamerika sind die Verhältnisse entgegengesetzt: der Kontinent erstreckt sich nicht bis in höhere Breiten und wird polwärts immer enger, so daß Regionen so bedeutender Winterkälte wie in Nordamerika hier ganz fehlen; im ganzen Südamerika, östlich von den Anden, ist daher wahrscheinlich nirgends auf den Ebenen und selbst auf den Plateaus die Temperatur des kältesten Monats unter —1° oder —2°. Es fehlt also im Winter die intensive Abkühlung durch Winde aus hohen Breiten, welche in dem Klima der Vereinigten Staaten so deutlich hervortritt; der Winter ist in ganz Südamerika, südlich vom 30° S. Br., sehr gemäßigt und, so viel bekannt, ist selbst auf den Ebenen Patagoniens nirgends im Winter eine permanente Schnee-

*) Burmeister, Description physique de la république Argentine.

decke. Argentinien hat auch in der Nähe kein so warmes Meeresbecken, wie es der Mexikanische Meerbusen ist, daher sind die Änderungen der Temperatur von Tag zu Tag im Winter weniger groß als im Sommer und namentlich viel kleiner als irgendwo in den östlichen Vereinigten Staaten.*)

Jedoch sind ihre Schwankungen größer als an der Westküste Südamerikas, so daß bis 30°, teilweise auch bis zu 26° S. Br. in einer kleinen Entfernung von der Küste Nachtfröste zuweilen vorkommen. In dem Thale des Parana schneit es bis etwa 30° S. Br., wenn auch selten.

Die Regenmenge ist in Südbrasilien, Argentinien und Paraguay von dem Wendekreise bis zum 30° oder 32° S. Br. östlich vom Parana ziemlich bedeutend, 100 cm und mehr, weiter nach Süden wird sie kleiner, in Buenos Ayres 87 cm, in Bahia-Blanca 49 cm, im östlichen Patagonien wahrscheinlich noch weniger. Jedoch ist sie schon in Buenos Ayres und Umgegend sehr veränderlich und es kommen Jahre sehr verderblicher Dürre vor. Westlich vom Parana wird das Klima trockener, die Regenmenge ist gering und es giebt weiterhin nur einzelne klimatische Oasen mit größerem Regenfall; sie sind sämtlich an dem Ostabhange von Berggruppen gelegen, an deren Abhängen die feuchteren E.- und S.E.-Winde aufsteigen (z. B. Tukuman 90 cm, Kordova 69 cm). Da es zwischen der Küste oder dem Parana und den Anden einige solche Berggruppen giebt, so ist die argentinische Abdachung der Anden nördlich vom 40° S. Br. sehr trocken. Weiter im Süden ist dies nicht mehr so sehr der Fall, denn die Anden werden niedriger und daher erhalten dann ihre Ostabhänge mehr Regen. Zwischen 22 und 32° S. Br. sind aber beide Abhänge der Anden und die daran stoßenden Plateaus sehr trocken.

Noch vor kurzer Zeit war die Meinung in Europa verbreitet, in ganz Südamerika, zwischen dem 25° und 40° S. Br., herrsche die subtropische Regenverteilung, d. h. ein regenloser Sommer und Regen in den kühleren Monaten. Jetzt wissen wir, daß diese Regenverteilung nur in Chile vorhanden ist, nirgends aber östlich

*) S. die gediegenen Untersuchungen über diesen Gegenstand von O. Doering, „la variabilidad interdiurna de la temperatura in America del Sur". Buenos Ayres 1883.

von den Anden, so daß Südamerika südlich von den Tropen und östlich von den Anden eine Region der stark vorwaltenden Sommerregen ist. Ganz besonders ist dies im Innern der Fall (Tab. 4, Kordova und Mendoza). Jetzt haben wir Beobachtungen von über zwanzig Orten im Innern und überall ist dieselbe Verteilung zu bemerken, bei sehr verschiedener Regenmenge. Überall regnet es viel mehr in den wärmeren als in den kälteren Monaten. An der Küste und in deren Nähe (Buenos Ayres, Thal des Parana) ist die Verteilung etwas verschieden, es fallen mehr Regen im Frühling und Herbst, aber doch fällt auch hier die kleinste Regenmenge in den Wintermonaten.

Es sind Ursachen vorhanden, dasjenige was in diesem Teile Südamerikas gefunden ist, als die normalen, kontinentalen Verhältnisse der mittleren Breiten anzusehen. Die Verhältnisse des Innern der Kontinente der südlichen Halbkugel sind überhaupt ähnlicher Art.

In den höchsten Breiten Südamerikas und auf den benachbarten Inseln (Feuerland, Falklands) sind die Regen viel gleichmäßiger auf die Monate verteilt. Die jährliche Menge ist nicht bedeutend, etwa 50 cm, aber die Regen sind sehr häufig, die Luft feucht, die Bewölkung groß.

In Ushuaya auf dem Feuerlande hat der Juli eine Temperatur von -0.6°, während der Januar über 10.6° hat. Die französische Polarstation in der Orange-Bay im Westen davon fand viel weniger kontinentale Verhältnisse. An beiden war die mittlere Jahrestemperatur etwa 5.4°, was jedenfalls zeigt, daß der südlichste Teil von Südamerika und das Feuerland ein relativ warmes Klima haben. Viel kälter erwies sich in derselben Zeit Südgeorgien, wo die deutsche Polarexpedition überwinterte, und welches in derselben Breite liegt, wie die französische Station. Folgende Zusammenstellung giebt einige Resultate.

	Orange-Bay (franz. Station im Feuerland)	Südgeorgien.
Jahresmittel	5.4	1.4
Kälteſter Monat (Juni)	2.3	−2.9
Wärmſter Monat (Februar)	8.9	5.3

Südgeorgien ist in allen Monaten viel kälter als die Orange-Bay und zwar ist der Temperaturunterschied des kältesten Monats größer als derjenige des wärmsten und im Jahresmittel beträgt die Differenz 4°, was für die Verhältnisse der hauptsächlich mit Wasser bedeckten südlichen Halbkugel sehr viel ist.

Ich habe zum Schlusse noch eins zu bemerken: Auf den Paramos (Plateaus) der Anden, oberhalb 3000 m, wird überall ein starker Westwind beobachtet, namentlich am Tage. Dieselbe Erscheinung ist auch in anderen Gegenden beobachtet worden, so z. B. ist sie in Tibet vorhanden, namentlich am Tage, und wurde sie hier so gedeutet, daß es die Luft der westlich gelegenen Ebenen und niedrigeren Plateaus sei, welche in der Mitte des Tages wegen der Erhebung der Flächen gleichen Druckes nach oben gelange. Für die Anden ist diese Erklärung nicht zulässig, weil westlich von ihnen der kühle östliche Teil des Stillen Ozeans und die kühle Küstenregion liegt. Ich halte es für wahrscheinlicher, daß diese W.-Winde ein Teil der allgemeinen westlichen Strömung der großen Höhen sind und daß, wenn sie bei Tage auf den Plateaus stärker hervortreten, dies derselben Ursache zuzuschreiben ist, welche überhaupt alle Winde auf erhitzten Landflächen verstärkt (s. Kap. 10).

Kapitel 21.

Der Atlantiſche Ozean.

Von allen Ozeanen der Erdkugel iſt der Atlantiſche am beſten erforſcht. Schon lange diente er den gebildeten Völkern als großer Handelsweg und viele Thatſachen, viele praktiſchen Erfahrungen wurden noch vor der ſyſtematiſchen wiſſenſchaftlichen Erforſchung der Meere geſammelt. In den letzten Jahren waren viele Expeditionen ſpeziell zu dieſen Zwecken ausgerüſtet worden und ein beträchtlicher Teil des geſammelten Materiales bezieht ſich auf den Altlantiſchen Ozean. Abgeſehen davon, daß er beſſer als andere erforſcht iſt, hat er einige Eigentümlichkeiten, infolge deren ſeine Erforſchung ſehr wichtig iſt. Trotz der nicht bedeutenden Dimenſionen, wenigſtens in der Breite, im Vergleich mit dem Stillen und Indiſchen Ozean, bietet das Fehlen von Inſeln, außer den nahe an den Ufern der Kontinente gelegenen, den Winden einen großen Spielraum und wenigſtens die Paſſatwinde ſtehen an Regelmäßigkeit und Stärke um nichts den Paſſatwinden anderer Ozeane nach. Alsdann nimmt der Atlantiſche Ozean alle tropiſchen und einen großen Teil der mittleren Breiten beider Halbkugeln ein und ſteht in freier Verbindung mit beiden Eismeeren, dem nördlichen und ſüdlichen, folglich kann er von dort kaltes Waſſer erhalten. Der Stille und der Indiſche Ozean haben nur eine Verbindung mit dem Südlichen Eismeer, aber im Norden ſteht erſterer mit dem Eismeer durch die relativ enge und flache Beringsſtraße in Verbindung, das zweite jedoch reicht kaum bis zum nördlichen Wendekreis.

Es giebt noch einen Grund, infolgedessen der Atlantische Ozean einen großen Einfluß auf die Klimate der Erdkugel haben muß und infolgedessen seine Erforschung besonders wichtig ist: er ist viel kleiner als der Stille Ozean, aber sein Gebiet ist größer, d. h. ein sehr großer Teil der Erdoberfläche befindet sich in den Gebieten der Flüsse, welche in den Atlantischen Ozean oder die Ufer- und Binnenmeere, die mit ihm verbunden sind, münden (Meere: Mittelländisches, Schwarzes, Asowsches, Deutsches, Baltisches, der Mexikanische und Karibische Meerbusen u. s. w.). Dieses weist darauf hin, daß die ausgedehnten kontinentalen Flächen nicht durch Bergketten von ihm getrennt sind und daher dem Einfluß der Winde von diesem Meere her unterliegen können. Außerdem sind die Gebiete des Kaspi- und Aralsees gleichfalls nicht durch Berge von ihm geschieden.

Aus der Karte des Atlantischen Ozeans der Deutschen Seewarte*) ist es klar zu ersehen, daß die Temperaturen in der Tiefe sehr niedrig sind (bis 2° und niedriger) und daß eine Temperatur unter 2° mehr im westlichen Theil des Ozeans angetroffen wird, eine von 2° bis 3° im östlichen, oder daß im östlichen die Temperatur am Boden höher ist. Allein dieses Gebiet hoher Temperatur teilt sich scharf in zwei Teile, so daß sich zwischen dem 10° — 15° N. Br. das Gebiet niedriger Temperatur weit nach Osten in einem breiten zusammenhängenden Gürtel bis zu den Inseln des grünen Vorgebirges, und von dort in einem schmalen Gürtel nach N.N.E. bis zur Meerenge von Gibraltar erstreckt. Ebenso wie im nördlichen giebt es auch im südlichen Atlantischen Ozean keine ausgedehnten Flächenräume, in denen die Temperatur am Boden höher als 3° wäre, wenn folglich eine hohe Temperatur erwähnt ist, so hat dieses eine sehr relative Bedeutung. Nur im Westen der Ufer Europas zwischen 38°—60° N. Br. befindet sich ein ziemlich großer Flächenraum, wärmer als 3°, aber hier sind die Tiefen schon gering. Im westlichen Teil des Ozeans, wo die Temperatur überhaupt niedriger ist, herrscht mehr Verschiedenheit in den Temperaturen am Boden. Im Osten von Südamerika ist ein großer Flächenraum mit einer

*) Deutsche Seewarte. Atlantischer Ozean. Hamburg. Friedrichsen. 1882.

Temperatur unter 0°, unter 42° S. Br. nimmt er 30 Längengrade (26° — 56° W. L.) ein, im Norden geht er bis zum 34° S. Br. Ein bemerkenswerter Gürtel sehr niedriger Temperatur (niedriger als 0,5°) befindet sich weiter im Norden, ungefähr 30° W. L. zwischen 2° — 26° S. Br. In seinem nördlichsten Teil ist die Temperatur sogar niedriger als 0° (in der Nähe der Insel Fernando Noronha). Gerade in Norden hiervon befindet sich hingegen eine höhere Temperatur, d. h. höher als 2°, im Zentrum ($4^1/_2$° — $6^1/_2$° N. Br. und 24° — 29° W. L.) sogar höher als $3^1/_2$°. Der Mexikanische und Karibische Meerbusen und ein Teil des Atlantischen Ozeans im Osten, d. h. bis zum Kap Hatteras im Norden und dem Meridian von Portoriko im Osten, sind gleichfalls mit Wasser wärmer als 2° angefüllt.

Die Karten der Temperaturen in der Tiefe, welche schon früher existierten, können uns nicht dasselbe geben, wie die Karten für die mittleren Tiefen und zwar deswegen, weil dort, wo die Tiefe größer ist, sich natürlich das schwerste und kälteste Wasser sammelt, wenn nur eine Verbindung von genügender Tiefe mit den Quellen des kalten Wassers, dem Nördlichen und besonders dem Südlichen Polarmeer, existiert. Der obenerwähnte Atlas des Atlantischen Ozeans giebt aber auch eine Karte der Temperaturen in Tiefen von 800—1200 Meter, welche ich mit den Temperaturen an der Oberfläche auf der Karte wiedergebe. Ein Blick auf die Karte zeigt, wie sehr die Temperatur in dieser Tiefe vom 35° S. Br. bis 35° N. Br. zunimmt.

Der Gang der Isothermen ist folglich in dieser Tiefe gleichartiger, als am Boden, namentlich deswegen, weil wir es mit annähernd gleicher Tiefe zu thun haben. Ich werde den Gang der Isothermen nicht ausführlich beschreiben. Ich bemerke nur in Bezug auf die Isothermen von 3°, 4° und 5°, daß sie sich an den Ufern des südlichen Afrika und Südamerika und namentlich am letzteren mehr dem Norden nähern; im letzteren Falle ist der Einfluß der Drehung der Erde um ihre Achse deutlich bemerkbar, infolgedessen sich die Bewegung des Wassers von Süden, d. h. aus dem südlichen Ozean, in S.E. umschlägt. In der Mitte des Ozeans, besonders von 0° bis 10° W. L., gehen die Isothermen weiter nach Süden, d. h. das

Wasser ist in dieser Tiefe wärmer. Je weiter nach Norden, wenigstens bis zum 35° N. Br., desto wärmer ist das Wasser in dieser Tiefe. Die Isotherme von 8° entspricht dem wärmsten Wasser im westlichen Theile des Ozeans, aber im östlichen teilt sie sich in zwei Zweige und umfaßt einen sehr beträchtlichen Flächenraum; zwischen beiden Zweigen, an den Ufern Frankreichs, der pyrenäischen Halbinsel und Marokkos und im Westen von ihnen befindet sich in dieser Tiefe noch viel wärmeres Wasser, so daß man noch die Isothermen von 9°, 10° und 11° ziehen kann. Die Isotherme von 7° hat gleichfalls einen nördlichen und einen südlichen Zweig und die Zone zwischen ihnen ist in der Nähe der Ufer Amerikas (29°—33½° N. Br.) geringer als 4½°, bei den Azoren ist sie schon 12° breit (28°—40° N. Br.), und zwischen dem 10.—13.° W. erreicht sie schon eine Breite von 27° (26°—53° N. Br.). Der Gang der Isothermen in einer Tiefe von 800 bis 1200 Metern giebt einen Begriff davon, in welch unbedeutendem Grade die Abkühlung der unteren Schichten der Ozeane, besonders der tropischen, vom Einfluß des nördlichen Ozeans und in welch starkem Grade sie vom südlichen Ozeane abhängt. Das Nördliche Eismeer gab wahrscheinlich das kalte Wasser, welches die tieferen Becken des nördlichen Atlantischen Ozeans anfüllt, aber wir sehen auch, daß im südlichen Atlantischen Ozean eine ausgedehnte Zone mit einer Temperatur am Boden unter 0° existiert, zwischen 34°—43° S. Br., während es im nördlichen nirgends Temperaturen unter 0° giebt. Noch schwächer ist der Einfluß des Nördlichen Eismeeres auf die Abkühlung der Schichten zwischen 800—1200 Meter, sogar unter 40° N. Br., so daß es klar ist, daß noch unter dem Wendekreise des Krebses das kältere Wasser von Süden kommt und die Breiten von 30°—40° N. Br. im Atlantischen Ozean viel wärmer sind als die Breiten in der Nähe des Äquators.

Es ist schon lange bekannt, daß unter dem Aquator die Tiefe der Schicht warmen Wassers viel geringer ist, als in den mittleren Breiten des Nordatlantischen Ozeans. Ich weise nur auf die (für ihre Zeit) hervorragenden Beobachtungen von E. Lenz hin. Allein man hat nicht selten aus diesen Beobachtungen den falschen Schluß gezogen, daß wenn unter dem Äquator die er-

wärmte Schicht des Wassers so dünn ist, dieses auf eine aufsteigende Bewegung des Wassers hinweist, anders ausgedrückt, daß die kalte Temperatur der mittleren Schichten unter dem Äquator daher rührt, daß sich hier das kalte Wasser vom Boden nach oben erhebt. Wenn dieses so wäre, so müßte im Süden vom Äquator in gegebener Tiefe die Temperatur des Wassers wieder wärmer sein. Aber die Karte zeigt sehr anschaulich, daß im allgemeinen nichts Ähnliches vorkommt und daß das kalte Wasser, bis 4° und niedriger, welches sich in der Tiefe von 1000 Metern unter dem Äquator befindet, in diese Tiefen aus dem südlichen Ozean fließt, da überall im Atlantischen Ozean, von 30° N. Br. bis zum 40° S. Br., in derselben Tiefe, unter denselben Meridianen je weiter nach Süden die Temperatur um so niedriger ist.

Das beständige Anwachsen der Temperatur von den mittleren Breiten der südlichen Halbkugel zum Äquator und vom Äquator zu den mittleren Breiten der nördlichen Halbkugel kann man namentlich dadurch erklären, daß, je weiter wir nach Norden gehen, wir uns umsomehr von der Quelle des kalten Wassers entfernen.

Ich kehre zurück zu der hohen Temperatur (über 10°) in 1000 Meter Tiefe, an den Küsten von Portugal, Spanien und Marokko. Der Einfluß des Golfstromes und seiner Zweige kann diese Temperatur nicht erklären, denn selbst an den Küsten von Florida, wo er am mächtigsten ist, reichen seine warmen Gewässer nicht so tief. Mir scheint es, das warme Wasser komme von dem Mittelmeere. Durch die Straße von Gibraltar geht ein oberer Strom weniger salzigen Wassers vom Ozeane in das Mittelmeer, während ein Unterstrom salzigeren Wassers in der entgegengesetzten Richtung fließt. Es ist aber bekannt, daß im Mittelmeere bis auf den Grund das Wasser wärmer als 12° ist. Dieses warme Wasser ist die Ursache der hohen Temperatur des Atlantischen Ozeans in mittleren Tiefen in der Nähe der Straße von Gibraltar. Bis zum Grunde reicht sein Einfluß nicht, hier ist viel kälteres Wasser.

Ist meine Hypothese über die Ursache der hohen Temperatur in mittleren Tiefen hier richtig, so müssen wir erwarten, daß auch im Indischen Ozeane in der Nähe des Roten Meeres eine hohe Temperatur herrschen muß, denn auch dieses Meer hat viel

salzigeres Wasser als die Ozeane und sein Wasser ist bis in die untersten Schichten warm, so daß im südlichen Teile am Grunde (Tiefe 1240 Meter) 21.4° gefunden wurde. Hier ist denn auch eine obere Strömung vom Indischen Ozeane, eine untere aus dem Roten Meere vorhanden.

Die Temperaturen im Indischen Ozeane betragen:

	Zwischen Aden und den Inseln Kuria-Muria.	Zwischen Kuria-Muria und Bombay.
Oberfläche	24.7	23.9
366 Meter	15.8	16.6
549 „	14.1	14.0
914 „	12.3	10.5
1280 „	10.6	7.8
2012 „	6.1	5.1
2377 „	2.9	3.3

Also in Tiefen bis über 500 Meter ist kein erheblicher Unterschied, dann aber ist es im Westen, in der Nähe des Roten Meeres, erheblich wärmer. Eine so hohe Temperatur in Tiefen von ungefähr 1000 Meter wurde nur hier und im Atlantischen Ozeane in der Nähe des Mittelmeeres gefunden und es ist wohl sicher, daß sie nirgends anders gefunden wird.

Die Hauptströmung des Atlantischen Ozeans ist die äquatoriale, welche unter dem Einflusse der Passate von Osten nach Westen sich bewegt, und zwar etwas mehr im Norden als im Süden des Äquators wegen der größeren Stärke und Regelmäßigkeit der Südpassate. Den östlichen Teil Südamerikas treffend, teilt er sich in zwei: links, die brasilische Strömung, längs der Küste Südamerikas bis etwa 45° südlich, rechts der sogenannte Golfstrom, längs der Nordküste von Südamerika, dann durch den Mexikanischen und Karibischen Golf und dann nordwärts an der Ostküste der Vereinigten Staaten. Noch vor kurzem war man der Meinung, daß das ganze warme Wasser des Nordatlantischen Ozeans diesen Weg nehme, aber die Untersuchungen des Challenger haben bewiesen, daß eine sehr

große Masse warmen Wassers sich östlich von den Westindischen Inseln befindet und jedenfalls zur Vergrößerung der warmen Gewässer beiträgt, welche unter dem Einflusse der Westwinde in mittleren Breiten nach den Küsten von Europa strömen. In der Nähe derselben wird der südliche Teil dieser Strömung durch die vorwaltenden Nord-Westwinde an der Nordgrenze der Passate längs der Küsten von Afrika gelenkt als Rennelstrom und kehrt weiter in den Kreislauf der Äquatorialströmung zurück. Der nördlichere Teil des Golfstroms wird durch die vorwaltenden Süd-West-Winde gegen die Küsten von Großbritannien nnd Norwegen gelenkt.

Obgleich dies ein langsamer Strom ist, hat er doch einen sehr bedeutenden Einfluß auf die Klimate von West- und Nordeuropa, letzteren eine so hohe Temperatur des Jahres und namentlich des Winters gebend, wie sie sich nirgends auf der Erde in diesen Breiten wiederfindet, so daß z. B. in Norwegen die Temperatur des Januars bis zum Polarkreise über 0° bleibt und in der Nähe und nördlich von Norwegen bis zum 75° N. Br. kein Eis zu finden ist. Im Norden des nordamerikanischen Kontinents finden sich zwei Polarströmungen. Die mächtigste von ihnen, die Labradorströmung, kommt durch die Davisstraße, dann an den Küsten von Labrador und Neufundland, die zweite strömt zwischen Island und Grönland, näher an letzterem. In den mittleren Breiten der südlichen Halbkugel giebt es eine Bewegung des Wassers von West, unter dem Einflusse der vorwaltenden Westwinde. In der Nähe des Vorgebirges der guten Hoffnung vereinigt sich diese Strömung mit einer andern, welche aus höheren Breiten der südlichen Halbkugel kommt, dann strömen sie längs der Westküste von Afrika weiter, in den Kreislauf des Äquatorialstromes eintretend.

Die Temperaturen der Oberfläche des Wassers verändern sich wenig im Laufe des Jahres, viel weniger jedenfalls als die Lufttemperaturen, so daß der Unterschied des kältesten und wärmsten Monats nördlich vom Äquator in der Nähe des amerikanischen Kontinents bis zum 35° N. Br. und in den östlichen Teilen des Ozeanes bis etwa 45° N. Br. nicht mehr als 5° beträgt. Auf der südlichen Halbkugel ist der Unterschied überall kleiner als 5°.

Die beigegebene Karte zeigt die Verteilung der Temperatur an der Oberfläche nnd in Tiefen von etwa 1000 Meter. In

betreff der Oberflächentemperatur sind folgende Hauptpunkte zu bemerken. In niederen Breiten zwischen 40° N. Br. und 40° S. Br., ist die Temperatur im ganzen niedriger im Osten als im Westen des Ozeans, d. h. in der Nähe der Küsten von Europa und Afrika als bei Nord- und Südamerika. So finden wir eine Temperatur über 26° an den Küsten von Südamerika bis 15° S. Br. an den Küsten von Afrika nur bis 8° S. Br. Dieselbe Temperatur reicht in der Nähe von Florida bis 30° N. Br., im Osten des Ozeans nur bis $11\frac{1}{2}$° N. Br. Eine Temperatur von 22° finden wir nahe den Küsten von Brasilien bis 28° S. Br., bei St. Helena aber nur bis zu 15° S. Br. Die Ursache dieses Unterschiedes ist, daß die westlichen Teile des Ozeans in diesen Breiten warme Strömungen, die östlichen aber kühle Strömungen erhalten. Gegen 40° Breite ändert sich der Gang der Isothermen, die Temperatur sinkt rasch im westlichen Teile des Ozeans und schon unter 45° N. Br. ist sie viel niedriger an den amerikanischen als an den europäischen Küsten. Die Isothermen verbreiten sich fächerförmig von West nach Ost, so z. B. finden wir eine Temperatur von 24° im westlichen Teile des Ozeans unter $31\frac{1}{2}$° N. Br., im östlichen unter 17° N. Br., eine Temperatur von 4° im westlichen Theile unter $47\frac{1}{2}$° N. Br., im östlichen Teile unter 70° N. Br.; also sinkt die Temperatur per Breitegrad im Westen des Ozeans um $1._2$°, im östlichen Teile um $0._{38}$°. Auf der südlichen Halbkugel ist die Temperatur der Oberfläche im ganzen niedriger als auf der nördlichen und der Unterschied wächst mit der Breite; so finden wir unter 10° S. Br. eine Temperatur von etwa 24° im östlichen Teile und etwas über 26° im westlichen Teile, unter 10° N. Br. aber ist sie überall höher als 26°, unter 30° S. Br. ist sie gegen 18° im östlichen Teile und etwas über 20° im westlichen, unter 30° N. Br. aber ist sie nur auf einem kleinen Raume in der Nähe der Kanarischen Inseln unter 20°, in der westlichen Hälfte aber überall über 22°, an den Küsten von Florida sogar über 26°, unter 50° S. Br. ist sie etwa 4° im östlichen Teile des Ozeans und nur westlich vom 30° West über 6°, nirgends aber über 7°, unter 50° N. Br. aber ist sie in der östlichen Hälfte überall höher als 12° und sinkt unter 6° nur zwischen $46\frac{1}{2}$° West und den amerikanischen Küsten.

Ich habe nach dem Atlas des Atlantischen Ozeans die Mitteltemperaturen von 5 zu 5 Breitengraden berechnet.

Breiten-Grad	Nördliche Halbkugel	Südliche Halbkugel	Differenz.
55	7.7		
50	10.3	5.5	4.8
45	12.9	9.8	3.1
40	17.1	13.2	3.9
35	19.7	16.9	2.8
30	22.9	19.4	3.5
25	24.7	20.7	4.0
20	25.3	22.7	2.6
15	25.8	23.5	2.3
10	26.7	24.7	2.0
5	27.4	25.8	1.6
0	26.0		

Aus obiger Tabelle ist zu ersehen, daß nicht nur die Temperatur unter denselben Breiten der nördlichen Halbkugel höher ist, sondern daß sie auch unter 5° N. Br. höher ist, als unter dem Äquator. Die Breite von 5° N. kann als meteorologischer Äquator des Atlantischen Ozeans gelten. Hier findet sich im Jahresmittel die höchste Temperatur, hier findet sich auch die Region der Windstillen und der veränderlichen Winde zwischen beiden Passaten. Diese Lage des meteorologischen Äquators erklärt auch die hohe Temperatur der Oberfläche des Wassers auf der nördlichen Halbkugel. Der S. E.-Passat ist breiter als der N. E., er bewegt mehr Wasser und bringt einen Teil dieses warmen Wassers auf die nördliche Halbkugel. Von 35° N. Br. an ist der Nordatlantische Ozean bedeutend enger als der Südatlantische. Zwischen 0° und 35° N. und S. Br. ist die Breite des Ozeans ungefähr dieselbe, also wird in den kleineren Raum des Ozeans in mittleren nördlichen Breiten eine größere Menge warmen Wassers gebracht. Außerdem ist die Ablenkung des Windes von der Normale zu den Isobaren größer in der Region des N. E.-Passats als der des S. E.-Passats und zwar darum, weil sie mehr vom Äquator entfernt ist. Die

Mitte des N.E.-Passats im Atlantischen Ozean kann unter 17° bis 18° N. Br. angenommen werden, diejenige des S.E.-Passats unter 10° bis 12° S. Br. In der Passatregion ist der Reibungs-Koeffizient (k)*) sehr klein, etwa $0{,}_{00002}$, also muß die Ablenkung von der Normale zu den Isobaren unter $10^0 = 52.{}_7{}^0$, unter $15^0 = 62.{}_1{}^0$, unter $20^0 = 68.{}_2{}^0$ betragen und daher ist die Ablenkung in der Region des N.E.-Passats etwa 10° größer als in derjenigen des S.E.-Passats. Der N.E.-Passat überschreitet den Äquator nur in den Monaten von Februar bis April und zwar nur im westlichen Teile des Ozeans; der S.E.-Passat aber überschreitet den Äquator in allen Monaten und reicht bis zu 6° N. Br. Schon die kleinere Ablenkung von der Normale zur Isobare erklärt die größere Stärke des S.E.-Passats, aber außerdem ist die südliche Passatregion auch breiter und der S.E.-Passat regelmäßiger. In der Nähe der Insel Ascension findet sich auf einem bedeutenden Meeresraume niemals ein andrer Wind als der S.E., während in der Region des N.E.-Passats sich überall zuweilen andere Winde finden.

In der mittleren Passatregion ist die mittlere Windrichtung keine Abstraktion, wegen der Größe der Resultate.

Breiten-Grade.	Längen-Grade.	Juni bis Aug. φ	R.	Dezemb. bis Febr. φ	R.
15—20 N.	45—50 W.	N. 60 E.	77	N. 64 E.	71
10—15 N.		N. 55 E.	90	N. 49 E.	86
5—10 N.	30—35 W.	S. 49 E.	5	N. 65 E.	30
0—5 N.		S. 62 E.	70	N. 87 E.	69
0—5 S.	20—25 W.	S. 43 E.	92	S. 35 E.	89
5—10 S.	15—20 W.	S. 47 E.	96	S. 45 E.	96
10—15 S.		S. 48 E.	92	S. 84 E.	98
15—20 S.	0—12½ E.	S. 26 E.	84	S. 35 E.	96

Aus dieser Tabelle ist zu ersehen, wie der S.E.-Passat regelmäßiger auftritt, als der N.E.-Passat, was aus der Größe der

*) Siehe Kap. 1 (Seite 7 des I. Teiles).

Resultate (R) leicht zu erkennen ist. Der S.E.-Passat greift in unserem Sommer weit über den Äquator hinaus und herrscht entschieden zwischen 0°—5° N. Br.

Mittlere Polargrenzen des N.E.-Passates.

Grade. W.	Januar— März. Grade N.	April— Juni. Grade N.	Juli— September Grade N.	Oktober— Dezember. Grade N.
65	26½	28	27	26
60	25	24½	27	24
55	23½	23	26½	23½
50	23	25	26	22
45	24½	27	26½	22½
40	26	28	27½	24½
35	26½	28	27½	25½
30	25½	28	28½	26½
25	25½	28½	31	26½
20	28½	32	31½	29½
17	30	33	32½	31

Mittlere innere (äquatoriale) Grenzen der beiden Passate.

Passate.	Meridiane W.					
	Grade.	Grade.	Grade.	Grade.	Grade.	Grade.
	40	35	30	25	20	17
) N.E.	3 N.	1½ N.	20 N.	4½ N.	6½ N.	8 N.
) S.E.	1	0½	1	2	3	3
) N.E.	1½	0	0½	2½	5	6
) S.E.	1 S.	0½ S.	1 S.	0½	0½	1
) N.E.	3½ N.	3 N.	3½ N.	5½	8½	*)
) S.E.	0½	0	2	3	3½	*)
) N.E.	8½	9	10	12	14	*)
) S.E.	4	4	3	3	3	*)
) N.E.	11½	12	11½	11	12	*)
) S.E.	6	4	2	2	0	*)
) N.E.	6	6	6	6½	9½	*)
) S.E.	4½	4	3½	3½	4	*)

*) Die inneren Grenzen befinden sich vom Mai bis November auf dem afrikanischen Kontinente.

Mittlere Polar-(Süd)-Grenzen des S.E.-Passates. Meridiane.

	Januar—März.	April—Juni.	Juli—September.	Oktober—Dezember.
Grade. W.	Grade. S.	Grade. S.	Grade. S.	Grade. S.
30 W.	19	21½	20½	16½
25 W.	21	23	22½	18½
20 W.	24	24	24	20½
15 W.	26½	25	24½	21
10 W.	28	25	27½	22½
5 E.	29	27	28½	28
0 E.	30	28½	29½	28½
5 E.	31½	32	29½	29
10 E.	32½	33⅛	30½	30
15 E.	33	—	—	—

Die Region zwischen den inneren Grenzen der Passate, anders gesagt, die Region der veränderlichen Winde und Windstillen in der Nähe des Äquators ist im ganzen breiter in dem östlichen als in dem westlichen Teile des Ozeans und in den Monaten Juli bis September, als vom Januar bis März. Im März ist sie nur 1½° unter 35° W., im Juli aber 10° breit unter 20° W. In unserem Sommer findet sich zwischen beiden Passaten eine Region vorwaltender Westwinde westlich von Afrika. Dieses erklärt auch, warum in dieser Jahreszeit die inneren Grenzen der Passate so weit auseinander gehen.

Im Norden des N.E.-Passats findet sich eine ziemlich bedeutende Zone mit vorwaltenden Nordwinden, welche jedoch nicht mehr so regelmäßig sind, um sie Passate zu nennen. Diese Region ist besonders ausgebildet in der Nähe der Küsten von Europa und Afrika. Im Sommer sind hier die Winde N.W. wegen des niedrigen Luftdruckes im Innern des afrikanischen Kontinents und des hohen in der Nähe der Azoren.

Im westlichen Teile des Ozeans sind die Winde im Sommer S.E. wegen des niedrigen Luftdruckes im Innern von Nordamerika.

Im Süden der Region des S.E.-Passats finden sich auch vorwaltende Südwinde, welche aber auch nicht mehr die Regelmäßigkeit der Passate haben.

Aus den Karten des Luftdruckes ist zu ersehen, daß er am höchsten ist an der Polargrenze der Passate und von dort nach N. wie nach S. abnimmt. Dieser hohe Luftdruck in mittleren Breiten ist die normale Verteilung auf den Ozeanen, doch wird sie teilweise durch den Einfluß der Kontinente gestört. Aus dem Vergleiche der Karten für Januar und Juli ist zu ersehen, daß diese Region hohen Luftdruckes im Sommer jeder Halbkugel sich dem Pole nähert, im Winter dem Äquator. Dieses ist auch aus der Polargrenze der Passate zu ersehen, namentlich im östlichen Teile des Ozeans. Im Jahresmittel findet sich der höchste Luftdruck bei den Azoren. Die Ursache, warum der Luftdruck hier so hoch ist, ist folgende: Im Winter ist er hier hoch, wie überhaupt zwischen 30° und 40° N. Br. Im Sommer aber ist die Temperatur hier niedriger, als auf dem afrikanischen Kontinente und es findet ein Abfluß der Luft in großen Höhen von Afrika nach den Azoren statt. Auf der südlichen Halbkugel sind die Kontinente zu wenig ausgedehnt (mit Ausnahme des südamerikanischen, dessen Verhältnisse besondere sind, wie schon erklärt worden ist), und es kann also keine so bedeutende Erwärmung und kein solcher Abfluß in großen Höhen vom Innern der Kontinente zu den Ozeanen stattfinden wie auf der nördlichen Halbkugel. Daher finden wir weder im Jahresmittel, noch besonders im Sommer einen so hohen Luftdruck, wie bei den Azoren auf irgend einem Teile des südatlantischen Ozeans.

Unsere Kenntnis des Klimas des tropischen Teiles des Atlantischen Ozeans ist besonders durch zwei Publikationen des Londoner Meteorological Office*) gefördert worden. Diese ausführlichen Mitteilungen haben im großen und ganzen die von mir im Jahre 1872 ausgesprochenen Hypothesen bestätigt, indem sie freilich auch über diese Verhältnisse viel neues Licht verbreiten. Ganz besonders deutlich geht aus diesen Untersuchungen hervor, daß der 5° N. Br. der eigentliche meteorologische Äquator des Ozeans ist. Südlich davon

*) Meteorology of Square 3 (0°—10° N.) und Chart of Meteorological data for nine ten-degree squares.

finden wir schon die größte Bewölkung, im Sommer der südlichen Halbkugel, so z. B.:

Breite	stärkste Bewölkung	geringste Bewölkung
0° — 5° N.	66 (Januar)	43 (August)
5° — 10° N.	68 (Juli)	44 (April)

Die Lufttemperatur zwischen 0° und 5° N. Br. ist auch höher vom Dezember bis März (die höchste 26.9° im März), obgleich gerade in diesen Monaten die Bewölkung stärker und die Regen häufiger und ergiebiger sind, während hingegen im Juli und August, wo die Regen selten sind und die Bewölkung gering ist, doch die Temperatur niedriger ist: im August 25°.

Im Jahre 1880 erschien die wichtige Arbeit von Köppen und Sprung über die Regenverhältnisse des Atlantischen Ozeans. Sie ist auf die an der Deutschen Seewarte bearbeiteten Beobachtungen deutscher und holländischer Schiffe gegründet und zwar finden wir hier eine Bearbeitung der Beobachtungen nicht nur der tropischen, sondern auch der außertropischen Breiten des Ozeans. Sie ist durchweg auf die Regenwahrscheinlichkeit gegründet. Auf den Meeren müssen wir uns mit dieser begnügen, weil überhaupt keine Regenmessungen vorhanden sind. Es muß jedenfalls bemerkt werden, daß ein Regentag in der Nähe des Äquators viel mehr Wasser giebt, als in mittleren Breiten. Noch weniger Regen fällt jedenfalls an einem Regentage in der Passatregion; wenn auch in einigen Teilen dieser Region die Regen nicht gerade selten sind, so sind sie jedenfalls kurz und geben wenig Wasser. Es ist zu hoffen, daß wir in kurzer Zeit aus Schiffsbeobachtungen Nachrichten über die Zahl der Regenstunden erhalten werden, welche uns eine bessere Vorstellung von den Erscheinungen geben werden als die Zahl der Regentage.

Im Atlantischen Ozean fallen zwischen 15° N. und 5° S. Br. ergiebige Regen, während und nach dem Durchgange der Sonne durch den Zenith des Ortes, und zwar, wie oben bemerkt ist, die Regenzeit zwischen 0° und 5° N. Br. im Winter und Frühling der nördlichen Halbkugel, zwischen 5° und 15° im Sommer und Herbst. Die Regenwahrscheinlichkeit beträgt:

Breite	Januar.	Februar.	März.	April.	Mai.	Juni.	Juli.	August.	Septbr.	Oktober.	Novmbr.	Dezmbr.
5° N. — 15° N.	19	9	14	2	28	50	65	60	54	63	44	34
5° N. — 5° S.	52	62	62	70	62	42	18	12	24	32	32	46

Zwischen 15—20° N. Br. ist eine sehr regenarme Region, weil hier der N.E.-Passat sehr regelmäßig ist. Von Februar bis Juni fällt hier fast gar kein Regen, am meisten fällt im August, September und im Anfange des Winters.

Nördlich vom 20° N. Br. finden sich überall vorwaltende Herbst- und Winterregen, während die Sommermonate im ganzen trockener sind. Zwischen 20—40° N. Br. ist überhaupt der Winter mäßig regenreich, der Sommer aber trocken. Nördlich vom 40° N. Br. sind Regen in allen Monaten häufig und im Winter und Herbst sind von vier Tagen drei, ja sogar von fünf Tagen vier Regentage. Auf der südlichen Halbkugel zwischen 5—50° S. Br. fällt auch mehr Regen in den kälteren als in den wärmeren Monaten. Zwischen 40—50° S. Br. ist ein größerer Unterschied zwischen den Jahreszeiten zu bemerken, als zwischen 20—40° S. Br., also gerade das Gegenteil von dem, was wir in den entsprechenden Breiten der nördlichen Halbkugel finden.

Ein noch größerer Unterschied zwischen beiden Halbkugeln ist zwischen den Breiten 5—20° zu finden, indem zwischen 5°—20° S. der Sommer die trockenste Jahreszeit ist. Wahrscheinlich kommt dieses daher, daß der Passat auch im Sommer hier fast ausschließlich herrscht, der Passat aber ist auf offenem Meere ein entschieden trockener Wind. Die etwas häufigen Regen in den kälteren Monaten können vielleicht dadurch erklärt werden, daß dann die Luft kälter ist als die Oberfläche des Meeres und daher leichter Kondensation erfolgt.

Die Regenwahrscheinlichkeit beträgt:

Breiten-Grade.	W.-Längen-Grade.	Regenreichste Monate.		Trockenste Monate.	
20—40 N.	10—30	Februar	48	Juni	10
	30—50	Dezember	52	Auguſt	17
	30—50	November	53	Auguſt	20
		Oktob. u. Dezbr.	50	Juli	27
40—55 N.	0—30	Januar	77	Juni	37
		Dezember	73	Auguſt	45
40—50 N.	30—50	März	83	September	46
		Februar	80	Auguſt, Juli	56
5—20 S.	0—30	April	43	Dezember	20
		September	37	Januar	22
20—40 S.	0—50	April	56	Januar	35
		Oktober	56	Februar	37
40—50 S.	30—50	Juni	90	Februar	27
		November	71	März	33

Die engliſchen Beobachtungen ſind nach einem anderen Plane bearbeitet und zwar geben ſie die Häufigkeit der Regen in Prozenten der Zahl der Beobachtungen und nicht der Zahl der Tage. Natürlich müſſen dabei, bei ſonſt gleichen Verhältniſſen, viel kleinere Zahlen herauskommen als bei der gewöhnlichen Art der Berechnung. Bei dem großen Intereſſe der Breiten in der Nähe des Äquators gebe ich einen Auszug aus der „Meteorology of Square 3“ (d. h. für ein Quadrat zwiſchen 0° — 10° N. Br. und 20° — 30° W.).

Aus nachfolgender Tabelle (S. 84) iſt zu erſehen, daß ganz in der Nähe des Äquators die trockene Jahreszeit ſechs Monate dauert, ferner daß in drei Monaten vom Juni bis Auguſt gar kein Regen beobachtet wurde. Dieſes iſt alſo ganz entgegen der gewöhnlichen Vorſtellung über die Regen in allen Monaten des Jahres in dieſen Breiten. Schon zwiſchen 4° — 5° N. Br., namentlich aber ſüdlich von 4° waltet der Typus der ſüdlichen Halbkugel vor, d. h. die regenreichſten Monate ſind Januar bis März, während es im Sommer der nördlichen Halbkugel äußerſt wenig regnet. Zwiſchen 4° — 7°

N. Br. ist eine Übergangsregion, wo die Regenzeit in zwei geteilt ist, von denen die eine auf die Monate Mai bis Juli, die zweite auf Oktober und November fällt.

Bis jetzt habe ich die Regenwahrscheinlichkeit betrachtet. Auf einigen Inseln des Ozeans giebt es aber auch Regenmessungen und zwar sind diejenigen am interessantesten, welche auf kleinen Inseln gemacht wurden, weil diese sich unter streng ozeanischen Verhältnissen befinden. Auf der Insel St. Helena ist die Regenmenge sehr klein, am Meeresufer nur 13 cm und ziemlich unregelmäßig auf die Monate verteilt, während in Longwood auf einer Höhe von über 500 m die Menge 105 cm beträgt. Auf der Insel Ascension unter 8° S. Br. fallen im Jahre nur 8 cm und zwar am meisten im April und Juli. Diese Beobachtungen bestätigen meine Meinung von der großen Regenarmut auf denjenigen Regionen des Meeres, wo die Passate sehr stetig wehen. Auf der Insel St. Thomé in der Nähe der afrikanischen Küste unter $0^1/_2{}^\circ$ N. Br. ist die jährliche Regenmenge 107 cm, aber im Juli fällt gar kein Regen, in den vier Monaten Juni bis September nur 5 Prozent der jährlichen Menge, also besteht hier fast unter dem Äquator eine scharfe Trennung der Regen- und Trockenzeit.

Es ist überhaupt über die Regenverhältnisse des Atlantischen Ozeans, namentlich in den Tropen zu bemerken, daß sie 1) viel verwickelter sind, als bis jetzt gewöhnlich angenommen wurde, 2) daß die Regenperioden auf dem Ozeane und dem benachbarten Festlande zum Teil sehr verschieden sind, 3) daß noch viele Beobachtungen nötig sind, ehe wir die Verhältnisse einigermaßen gut kennen.

Breiten-Grade.	Regenreiche Monate (über 20 Prozent).	Trockene Monate (weniger als 5 Prozent).	Regenreichſte Monate.		Trockenſte Monate.	
10—9 N.	Juli bis Oktober	Januar bis Mai	Auguſt	27	Febr. bis April	0
9—8	Juni bis Oktober	Januar bis Mai	Juli und Aug.	28	Jan. bis April	0
8—7	Juni, Juli Auguſt, Oktober, November	Februar bis April	Juli	31	Febr. bis März	0
7—6	Juni, Juli, Oktober, November	Februar bis April	Juni	31	März, April	1
6—5	Mai, Juni, Oktober, November	Februar	Juni u. Oktbr.	26	Febr.	3
5—4	Januar, Mai, Juni, Oktober, November	Auguſt	Mai	30	Auguſt	2
4—3	Januar, Februar, April, Mai	Auguſt	Januar	32	Auguſt	3/4
3—2	Januar bis Mai	Juli bis September	Februar, März	26	Auguſt	3/4
2—1	Januar, Februar	Juni bis November	Januar	25	September	0
1—0	kein Monat	Juni bis November	Januar	19	Juni bis Auguſt	0

Kapitel 22.

Südafrika, tropisches Afrika und Sahara.

Der afrikanische Kontinent liegt fast ausschließlich in der tropischen Zone; im Kapitel 16 ist bemerkt worden, daß sich die wesentlichen Züge der Tropen annähernd bis zum 25° erstrecken, die hohe Temperatur der Luft sogar weiter; ein sehr kleiner Theil Afrikas geht über diese Breiten hinaus, sowohl im Norden wie im Süden des Kontinents.

Die Konturen Afrikas südlich von 5° N. Br. bis zur Südspitze des Kontinents und diejenigen Südamerikas unter denselben Breiten haben sehr viel Gemeinsames, beide Kontinente sind wenig gegliedert und arm an Meerbusen und Halbinseln. Es scheint, als müsse eine solche Ähnlichkeit der Umrisse auch auf eine Ähnlichkeit des Klimas unter denselben Breiten hinweisen, allein dieses findet nicht statt. An den Ufern kann man noch viel Gemeinsames wahrnehmen: sowohl in Afrika als auch in Südamerika sind die östlichen Ufer bedeutend wärmer, als die westlichen. Im Inneren ist aber die Temperatur verschieden, in Afrika ist sie höher, besonders am Äquator. Im tropischen Afrika regnet es auch weniger, als unter denselben Breiten in Südamerika (ausgenommen am westlichen Ufer). Diese klimatischen Unterschiede hängen davon ab, daß Afrika nicht in dem Maße dem Einfluß des sich im Osten befindlichen Ozeans ausgesetzt ist, als Südamerika. Dies mildert die Passate, die vorherrschende Luftströmung der Tropen. Der geringere Einfluß des Indischen Ozeans auf

Südafrika, als des Atlantischen auf Südamerika, erklärt sich dadurch, daß sich in Afrika die bedeutendsten Höhen im Osten des Festlandes konzentrieren, in Südamerika aber im Westen. Unter denselben Breiten, unter denen sich in Südamerika die Niederungen des unteren Amazonas ausdehnen, befinden sich in Afrika die höchsten Berge des Kontinentes und breite Hochebenen. Im allgemeinen geht in Afrika ein fast ununterbrochener Gürtel von Höhen über 5000′ (1500 m) nahe dem Ostufer entlang, von 15° N. Br. bis zum 13° S. Br. und isoliert daher das Innere des Festlandes zu beiden Seiten des Äquators vom Einflusse des Indischen Ozeans. Diese Berge sind keineswegs so hoch wie die Anden, der Luftwechsel findet statt, aber er ist in den unteren Schichten erschwert. Das afrikanische Festland ist folglich aus diesem Grunde weniger dem Einfluß des Meeres ausgesetzt, als das südamerikanische. Daraus, daß Afrika dem Einfluß des Ozeans weniger unterworfen ist, als Südamerika, folgt, daß die Temperatur der Luft höher sein muß. Dieses wird noch unterstützt durch das Fehlen so dichter, ausgedehnter und hochstämmiger Wälder, wie sie im Gebiete der Amazonas und Orinoko vorkommen. Die Temperaturdifferenz ist keineswegs gering, besonders für die Breiten in der Nähe des Äquators.

In Inquitos am oberen Amazonenstrom ist das jährliche Mittel 24.8^0, auf das Niveau des Meeres bezogen 25.3^0 (vorausgesetzt, daß die Höhe über dem Meeresspiegel ungefähr 100 m, die Temperaturabnahme $0{,}55^0$ auf 100 m Erhebung beträgt). Wenn man sogar voraussetzt, daß die Höhe nicht 100 m, sondern 200 m beträgt, so würde dieses auf das Meeresniveau bezogen nur 25.9^0 ergeben, d. h. eine Temperatur, die niedriger ist, als diejenige, welche fast überall an den Ufern der tropischen Meere beobachtet wird. Im Inneren Afrikas, weit näher am Meer, haben wir Gondokoro und Lado, wo das Jahresmittel 26.7^0 ist (die Höhe ist 465 m), auf das Meeresniveau bezogen also 29.3^0. In Rubaga (Höhe 1300 m) 21.4^0, und auf das Meeresniveau bezogen 28.5^0. Daraus ergiebt sich:

Südamerika, Iquitos	$3\frac{1}{2}^0$ S. Br.	25.9
Afrika, Rubaga	$\frac{1}{2}^0$ N. Br.	28.5
„ , Lado	5^0 N. Br.	29.3.

Es ist kein Grund vorhanden die an den beiden genannten Orten gemachten Beobachtungen als nicht charakteristisch für das Klima Afrikas, in der Nähe des Äquators, anzusehen. In Rubaga ist das Klima feucht, die Bewölkung groß, Regen kommen häufig vor, wenn sie auch nicht sehr reichlich sind, d. h. es existieren Bedingungen, welche die Hitze mildern.

An der Küste Afrikas, im Süden vom Äquator, ist die Temperatur dieselbe, wie an der Küste Südamerikas, daher entsteht folgender Unterschied zwischen beiden Kontinenten (wenn die Temperatur auf das Meeres- oder ein anderes gemeinsames Niveau reduziert wird): im Inneren Südamerikas, in der Nähe des Äquators, ist die Temperatur nicht nur nicht höher, sondern eher niedriger als am Ostufer, in Afrika ist sie bedeutend höher im Inneren als am Ufer des Meeres (bis $2^1/_2{}^0$). Ein anderer Unterschied zwischen Südamerika und Afrika besteht darin, daß bei ersterem die Berge im Westen so hoch und zusammenhängend sind, daß sie den Einfluß des Stillen Ozeans auf die Gegend östlich von den Anden verhindern. In Afrika sind im Westen die Berge viel niedriger und weniger zusammenhängend, daher erstreckt sich der Einfluß des Atlantischen Ozeans auf einen größeren Flächenraum.

In Afrika, südlich vom Wendekreise, bemerkt man einen großen Unterschied zwischen dem westlichen und östlichen Teil, besonders in bezug auf die Verteilung der Regen. Im Westen, in der Kapstadt z. B., ist der Sommer trocken, im Winter fällt die größte Menge Regen; mit anderen Worten, die Bedingungen sind dieselben wie in Chile. Je weiter nach Osten, um so mehr herrschen die Sommerregen vor: am Ostabhange (in Natal) unterscheidet sich die Regenperiode durch nichts von der tropischen (Kapstadt hat 61% Niederschläge in den 4 kalten Monaten, Mai bis August, Natal 60% in den 4 warmen, November bis Februar). Die relative Feuchtigkeit und die Bewölkung haben denselben jährlichen Gang, die Bewölkung z. B. ist:

in der Kapstadt: im Juni 49, im Januar 28
in Natal: im Dezember 74, im Juni 18,

also im Osten die größte Bewölkung im Sommer, die kleinste

im Winter, im Westen umgekehrt. Diese Verhältnisse kann man auch deutlich auf den beigegebenen Zahlen- wie graphischen Tabellen wahrnehmen.

Im ganzen aber kann das außertropische Südafrika, außer Natal, als trocken bezeichnet werden, und die vorhandenen Beobachtungen zeigen einen großen Unterschied zwischen der Küste und dem Inneren.*) In der Nähe der Kapstadt fallen 60—70 cm, lokal sogar über 100, nach Norden aber vermindert sich die Menge rasch, nördlich vom 30° S. Br. beträgt sie nur 20, auf den Hochebenen (Karroo) im Westen und Süden des Kaplandes (Karroo) nirgends über 50, meistens aber unter 40 cm. An der Südküste haben wir wieder meistens über 50, ja bis über 70 cm.

Die Regen im westlichen Teile Südafrikas kann man durch die Verschiebung der Gebiete des Luftdruckes auf dem benachbarten Ozean erklären: im Winter bewegt sich das Maximum an den Grenzen der Passatwinde nach Norden, d. h. die Region der feuchten N.W.-Winde nähert sich dem Äquator, sie bringen eine relativ feuchte und warme Luft vom Meer, im Sommer bringt der hohe Luftdruck weiter nach Süden und die Winde wehen von Süden, d. h. sie bringen eine kältere Luft und folglich trocknes Wetter mit sich. Am Ostabhange und zum Teil schon auf dem Südufer sind die Bedingungen andere: hier herrscht der Passatwind, er wird im Sommer stärker, wenn im Inneren Südafrikas der Luftdruck niedrig ist; die aufsteigenden Ströme sind in dieser Zeit häufiger, aber der Passatwind passiert den warmen Mosambikstrom.

Was die Temperatur anbetrifft, so unterscheiden sich das West- und Ostufer ebenso von einander wie in Südamerika, das erste ist kälter, besonders im Sommer. Im Inneren Südafrikas herrschen die Hochebenen vor und daher sind die Temperaturen in Wirklichkeit (aber nicht auf das Meeresniveau bezogen) niedriger, als in Südamerika. Die Temperatur in Transvaal (im Inneren Afrikas zwischen dem 22° und 28° S. Br.) ist besonders infolge der Höhe abgekühlt. Längs der westlichen Ufer Afrikas fließt ein kalter Strom, dessen Einfluß derselbe ist, wie der des Humboldt-

*) Gamble, Klima des Kaplandes, Zeitschr f. Met. Bd. XX, S. 394.

stromes. Genau ebenso fällt sein Einfluß auf die Temperatur der Luft aus: die Temperatur des Westufers ist niedriger, als die des Ostufers.

Der Luftdruck im Inneren Afrikas ist im Laufe des ganzen Jahres niedrig, auf dem Atlantischen Ozean aber um so viel höher, daß auf den Westufern des Festlandes von Guinea bis zum 30° S. Br. die S.W.-Winde vorherrschen. Auf dem Nordufer des Meerbusens von Guinea sind es eigentlich Seewinde, welche infolge der Drehung der Erde nach Westen ablenken. Weiter nach Süden, am Westufer Südafrikas, ist dieses der Wind, welcher auf dem Festlande von dem hohen Luftdrucke über dem kalten Meere nach Westen hin weht. Der Einfluß der Drehung der Erde lenkt ihn nach Südwesten ab.

Nördlich vom Kaplande ist die trockenste Region von Afrika südlich des Äquators; sie begreift die Küste etwa von dem 29° —30° S. Br. oder von der Mündung des Orangeflusses bis zum Kap Frio und einen Teil des Innern. Bis vor kurzem wurde im Innern eine noch trockenere Region angenommen, nämlich die Kalahari und als ein südhemisphärisches Seitenstück der Sahara betrachtet. Nach neueren Erkundigungen aber ist der größere Teil der Kalahari keineswegs so trocken und entbehrt nicht der Regen, wenn sie auch spärlich und unregelmäßig sind. Die Trockenheit an der Küste wird dadurch bewirkt, daß das nahe Meer durch kalte Strömungen abgekühlt wird und der Luftdruck dort beständig höher ist als im Innern. So wird denn die Küstenregion von kühlen, relativ trockenen S.W.-Winden überweht, welche wohl namentlich im Winter dichte Nebel bringen, aber keine stärkeren Niederschläge. Etwas weiter im Innern kommen die Wolken und Niederschläge fast immer von E.

Es ist leicht zu sehen, daß in diesen Breiten die Westküste von Südafrika mit derjenigen von Südamerika übereinstimmt; und zwar erstreckt sich die Ähnlichkeit auch auf die Temperatur, welche die niedrigste in den gleichnamigen Breiten N. und S. ist. Jedoch weiter nach N. erstreckt sich diese Ähnlichkeit nicht, oder richtiger gesagt, es giebt auch erhebliche Differenzen. In Südamerika erstreckt sich die Region, wo nur in den kühleren Monaten schwache Nebelregen fallen, bis etwa 5° S. Br. An der Westküste von Südafrika aber fallen schon unter 12° S. Br. (Benguela),

also in der Breite von Lima die Regen hauptsächlich in den wärmeren Monaten, wenn sie auch noch sehr spärlich sind. Über die Küste von hier aus bis zur Mündung des Gabun und den nächsten Teilen des Innern besitzen wir jetzt schon Beobachtungen und gute Beschreibungen des Klima.*) Es hat jedenfalls auf dieser Strecke viel Gemeinsames. Die Regenmenge wächst ziemlich bedeutend nach N. und zwar beträgt sie im Jahresmittel in Loanda (9° S. Br.) 34 cm, in Vivi am Kongo ($5^1/_2{}^0$ S. Br.), 104 cm, in Chinchoxo (5° S. Br.) 108 cm, am Gabun ($^1/_2{}^0$ N. Br.) 226 cm. Die Regenmenge ist überall größer in den wärmeren Monaten (November—April), die Maxima meistens im November und April, während die Monate Juni—August fast oder ganz regenlos sind. Jedoch diese trockene Jahreszeit ist diejenige, wo an der Küste starke Nebel häufig sind, auch wird die Trübung des Himmels außerdem durch die außerordentlich starken Grasbrände verstärkt, welche sehr viel Rauch geben. v. Danckelmann nimmt an, daß mindestens $^1/_6$ der ganzen Oberfläche des tropischen Afrika diesen Bränden alljährlich unterliegt, was etwa 507 Mill. Tonnen verbrannter Gräser, Schilf, Gebüsch ꝛc. ergiebt. Schon in einer kleinen Entfernung von der Küste ist die Bewölkung in der trockenen Jahreszeit bedeutend geringer, in der Regenzeit nahezu ebenso stark, wie an der Küste.

Die Temperatur ist an der ganzen Küste für die Breite sehr niedrig, wahrscheinlich ist sie nicht höher, als an der Westküste von Südamerika in derselben Breite. Noch am Gabun ist das Jahresmittel unter 25°. Die stärkeren und kühleren Südwinde der trockenen Monate machen sich so fühlbar, daß noch am Gabun der Juli um ganze 3° kälter ist, als der Januar. In Loanda steigt die Differenz dieser Monate auf 6.7^0. Jedenfalls eine sehr große Jahresamplitude für so niedrigere Breiten.

In der ganzen Region kommen die Regen und Gewitter hauptsächlich von E.

Aus allem oben Bemerkten ist zu ersehen, wie sehr verschieden das Klima von Westafrika ist im Vergleich zu dem des westlichen Südamerika zwischen 0° — 15° S. Br. Dies kommt

*) von Danckelmann, Mémoire sur la climatologie de la côte Sud-Ouest de l'Afrique. Berlin 1884. Im Auszuge Zeitschr. f. Met., XX, p. 462.

hauptsächlich daher, daß in Amerika eine ununterbrochene Bergkette von über 4000 m den schmalen Küstensaum vom Innern und Osten trennt und dem Passate keinen Zugang zu der Küste gestattet, in Südafrika aber keine solche geographische Trennung besteht, weil keine so hohen Gebirge vorhanden sind. —

Es ist bekannt, daß neben dem Amazonas der Kongo die größte Wassermenge führt. Wenn auch sein Flußgebiet größer ausfällt, als früher vermutet wurde, so ist es doch bedeutend kleiner, als dasjenige des Amazonas. Es frägt sich also, woher kommt die enorme Wassermenge? In Vivi, am unteren Kongo, fallen kaum über 100 cm im Jahre. Es ist zu vermuten, daß die Gegend des Kongogebiets, welche dem Flusse am meisten Wasser giebt, rechts, also nördlich vom Hauptflusse liegt und sich zwischen den südwestlichen Zuflüssen des Nil und den Zuflüssen des Tschad-sees erstreckt. Dies ist, beiläufig gesagt, die unbekannteste Region von Afrika; hier regnet es wahrscheinlich während des ganzen Jahres, wenn auch nicht in gleicher Menge. Sehr wahrscheinlich kommen hier die Regenwinde von S.W., also von dem warmen Meerbusen von Guinea.

An diesem selbst herrschen S.W.-Winde während des ganzen Jahres, jedoch ist es wahrscheinlich, daß in unserem Winter dies keine mächtige Luftströmung ist und daß über ihr der N.E.-Passat herrscht. Wenigstens fanden Burton und Mann einen N.E.-Wind am Kamerun-Pik im Februar (4° N. Br., 4000 m hoch). Jedoch in den 7—9 wärmeren Monaten ist die südwestliche Strömung wahrscheinlich sehr mächtig und ausgedehnt und bringt Regen weit in das Innere von Afrika.

Die Dämpfe, welche an den linken (südlichen) Zuflüssen des Kongo Regen bringen, kommen wahrscheinlich vom Indischen Ozeane und von den großen Seen. An letzteren wird uns das Klima als feucht und regnerisch beschrieben.

Eine niedrige Wasserscheide trennt hier das Gebiet des Kongo von demjenigen des Sambesi; in dem letzteren fallen die Regen fast ausschließlich in den wärmeren Monaten; der Winter ist fast oder ganz regenlos.

Die Verhältnisse der tropischen Ostküste von Afrika, südlich vom Roten Meere, sind noch sehr wenig erforscht; die Winde haben hier südlich vom Äquator einen monsunartigen Charakter und

zwar wehen sie im Winter vom Lande (S.W.), im Sommer vom Meere (N.E.). Jedoch scheint es nicht, daß hier die ganze Witterung durch diese Winde in solchem Maße beherrscht würde, wie in Indien oder Nordaustralien. Auf der kleinen Insel Sansibar z. B. fällt sogar mehr Regen, während des S.W.- als während des N.E.-Monsuns. Es ist also keine Ursache vorhanden, hier eine der größeren Monsunregionen anzunehmen. Über einige von den Inseln östlich von Afrika giebt es auch Beobachtungen. Im Innern Madagaskars regnet es fast gar nicht im Winter, auf den Maskarenen, namentlich auf Mauritius, sind Regen- und Trockenzeit weniger scharf begrenzt, wenigstens an der Ostküste, welche, wie gewöhnlich in den Tropen, mehr Regen erhält als die Westküste. Der Regenreichtum der Ost- gegenüber der Westküste von Madagaskar wird von allen Reisenden bestätigt und äußert sich sehr bedeutend in der Vegetation. Die Beobachtungen sind leider erst spärliche. Auf den viel nördlicheren Seychellen ($3^1/_2{}^0$ S. Br.) fällt viel Regen und die Jahreszeiten sind ziemlich scharf geschieden.

Alles, was wir über das Klima des nördlichen, tropischen Afrikas vom 5^0 —17^0 N. Br. und vom Atlantischen Ozean im Westen bis zu den Abessinischen Bergen im Osten wissen, weist darauf hin, daß wir hier eine *Monsungegend in sehr ausgeprägter Form haben*. Die im Winter wehenden Südwestwinde des Meerbusens von Guinea hören sehr bald im Norden derselben auf und überall herrschen in diesem ausgedehnten Lande im Winter Nord- oder Ostwinde, aber im Sommer südliche (S.E. und S.W.). Gleichzeitig ist der Winter hier die trockene Jahreszeit, der Sommer die regenreiche; je weiter nach Norden, desto kürzer ist die regenreiche Zeit des Jahres, desto weniger Wasser fällt herab.

Alles dieses sind Erscheinungen eines mächtigen Monsun, also übereinstimmende Erscheinungen mit denjenigen Indiens, des klassischen Landes der Monsune; daher nenne ich diese Gegend „*das Land der afrikanischen Monsune*“.*)

Derartige große Veränderungen der Luftströmungen müssen von Änderungen des Luftdruckes abhängen. Im Winter kann

*) Verteilung der Regen auf der Erdkugel nach den Zonen und den Jahreszeiten. Journ. d. russ. phys.-chem. Ges. 1880.

man das Minimum um den 5° N. Br. auf dem Atlantischen Ozean und der Guinea-Küste annehmen. Nach Norden nimmt der Druck wahrscheinlich bis zum 30°—33° N. Br. zu, d. h. bis zur Nordgrenze der Sahara. Hier beginnt der Nordostwind; er geht zuerst über die Sahara und gelangt ausgetrocknet nach dem Sudan.

Im Sommer befindet sich wahrscheinlich der niedrigste Druck ungefähr in 17° N. Br., d. h. auf der Grenze der Sahara und des Sudan. Im Norden von dieser Grenze wehen im Sommer trockene Nordwinde, es kommen keine regelmäßigen Regen vor und daher ist hier die Wüste — die Sahara. Im Süden wehen im Sommer Winde vom Indischen Ozean und bringen Regen mit. Hier ist der Sudan — das Land des Landbaues und reicher Weideplätze.

Da das Gebiet des niedrigen Luftdruckes nicht mit einem Mal vom 5° bis zum 17° N. Br. übergeht und zurückkehrt, sondern allmählich, so ist auf jedem Meridian, je südlicher der Ort liegt, die Zeit der Regen desto länger und sie sind bei sonst gleichen Bedingungen desto reichlicher.

In Senegambien weht, nach den Mitteilungen von Borius*), im Norden, am Senegalfluß (16° N. Br.), der Nordostpassat, während 8 Monaten. Je weiter nach Süden, desto schwächer wird er, der S.W.-Monsun wird stärker, so daß an der südlichen Grenze (um $10^1/_2$ N. Br.) der S.W.-Monsun 8 Monate weht, aber während der übrigen 4 — der Nordostpassat mit Land- Seewinden abwechselnd. Die Regen beginnen zwischen dem 27. Juni und dem 13. Juli in Gorée ($14^1/_2$° N. Br.), um den 20. Juni am oberen Gambia ($13^1/_2$° N. Br.), Mitte Mai in Bissao (12° N. Br.), Ende April am Flusse Nuñez (Boke) ($10^1/_2$° N. Br.) und Anfang April in Sierra Leone (8° N. Br.) Die Zahl der Regentage ist am Gambia 48 und bereits 137 in Boke. Die Regenmenge ist geringer als 50 cm im Norden und bis 300 cm im Süden. Die Erscheinungen sind hier namentlich derartige, wie man sie in einem Monsungebiete erwarten sollte (siehe Kapitel 17), aber eine Eigentümlichkeit des Klimas dieses Teiles Afrikas (und wahrscheinlich überhaupt des Gebietes der

*) Dr. Borius, les maladies du Senégal. Paris 1882.

afrikanischen Monsune) ist der große Unterschied in der Dauer der Regenzeit und in der Menge des herabfallenden Regens, ihre schnelle Zunahme nach Süden hin. Es ist zu beachten, daß die Ufer flach oder nur hügelig sind und in der Nähe keine hohen Berge vorkommen. In St. Louis und Gorée fällt mehr als die Hälfte des Wassers im August. —

In Bornu (am Tschadsee, 13° N. Br.) regnet es von Juni bis September; in dieser Zeit weht ein Südwestwind, aber die Gewitterwolken kommen von Südosten. Von Oktober bis März wehen die Winde von Osten, bisweilen von Norden und das Wetter ist trocken.

In Chartum am Nil (15° N. Br.) dauert der Charif (die Regenzeit) von Juli bis September, die Gewitter ziehen von S.E. und E., die Windrichtung ist vom Juni bis zum September S.W., vom November bis März N.E.*)

Am oberen Nil (6° — $9^1/_2$° N. Br.)**) wehen die Winde vom November bis Februar aus Norden, um die Tag- und Nachtgleiche fangen die südlichen an. Die Regenzeit dauert vom 15. Mai bis Ende Oktober. Ende Juni tritt eine Unterbrechung des Regens ein. In Lado und Gondokoro (5° N. Br.) sind auch der Juni und Juli trockner, als die vorhergehenden und folgenden Monate. Diese Daten zeigen die Existenz eines afrikanischen Monsuns. Im Norden sind die regnerischen Monate Juli und August, aber im Süden (Guinea, der obere Nil im Süden vom 10° N. Br.) früher oder später, d. h. im Anfang und am Ende des Monsun. Dieselbe Erscheinung kann man auch im südlichen Teile der Monsune Indiens und Ostasiens (Siehe Tab. 4) beobachten.

In Abessinien, als einem gebirgigen Lande, wehen die Winde nicht so regelmäßig, wie weiter nach Westen. Im Süden unterscheidet man eine große Regenzeit vom Juli bis September, wobei es größtenteils in der Nacht regnet, und eine kleine im Februar und März. Der Schnee liegt in der trockenen Zeit von 4400 m an auf den Bergen, in der Regenzeit senkt er sich bis 3500 m. Das nördliche Afrika ist viel breiter als das südliche und das

*) Kreil, Meteor. Beob. in Chartum und Gondokoro.

**) Petermanns Mitteil. Erg. Heft. 50, 51.

Klima ist ein viel kontinentaleres. Dort, wo mitten im Sommer eine starke Bewölkung und heftige Regengüsse herrschen, kommt die höchste Temperatur schon im Mai vor (Chartum) oder sogar im April (im Innern Senegambiens); die Temperatur steigt schnell vom Januar bis zum April und Mai, bei fast wolkenlosem Himmel und trockenen Nordostwinden. Die Mittel der wärmsten Monate steigen bis 33° — 34½°, auf das Meeresniveau reduziert bis 36° und höher. Um den 12° — 16° N. Br. sind sogar die jährlichen Mittel höher, als im Süden. Die Dauer der trockenen Jahreszeit und die Nähe der Sahara erklären, warum es im Norden des Sudan wärmer ist. In Senegambien ist der Unterschied zwischen den am Meere gelegenen Orten und dem Innern des Landes bemerkenswert. In St. Louis und Gorée wird die Luft durch die vom ziemlich kalten, benachbarten Meere wehenden Winde abgekühlt, aber die letzteren dringen nicht weit vor. Im Innern ist es sehr heiß.

Nördlich vom Sudan befindet sich die ausgedehnteste Wüste der Erdkugel — die Sahara. Es unterliegt keinem Zweifel, daß die Wüste infolge des äußerst trockenen Klimas entstanden ist; wo eine künstliche Bewässerung möglich ist, dort ist der Boden der Sahara sehr produktiv. Es ist nun die Frage, warum dieser ausgedehnte Flächenraum so trocken ist? Oft nahm man an, daß der asiatische Kontinent daran schuld sei, daß namentlich die in der Sahara herrschenden Nordostwinde in Asien entständen und indem sie über wärmere Länder zogen, sich vom Sättigungspunkt entfernten. Ich kann eine derartige Erklärung schon deshalb nicht anerkennen, weil eine derartige ununterbrochene Strömung aus der Mitte Asiens zur Sahara hin nicht existiert.

Am besten ist es, wenn man Sommer und Winter getrennt betrachtet. Im Winter ist der Luftdruck in Mittelasien höher, als in Afrika, aber dennoch bringt die Luft aus Mittelasien nicht oft in die Sahara, schon deswegen nicht, weil es viel näher gelegene Orte giebt, in denen der Luftdruck niedriger ist, nämlich das Schwarze und das Mittelländische Meer, der Persische Meerbusen u. s. w. Im Winter existiert ein relativ hoher Luftdruck an der Nordgrenze der Sahara, ungefähr bei 30° N. Br. Von dort fließt die Luft nach Norden ab, d. h. zum

Mittelländischen Meer, aber nicht beständig; nach Süden, d. h. nach der Mitte Afrikas hin, ist diese letzte Luftströmung auch ein trockener afrikanischer Wintermonsun. Er ist trocken, weil er im trockenen Klima beginnt und beständig in wärmere Gegenden dringt, d. h. sich vom Sättigungspunkt entfernt. Im Winter ist sowohl der Sudan trocken, als auch die Sahara.

Im Sommer befindet sich das Gebiet des niedrigen Luftdrucks an der Grenze der Sahara und des Sudan und dabei ist es wahrscheinlich, daß er im Osten niedriger ist, als im Westen; auf dem Mittelmeer und dem Atlantischen Ozean ist der Luftdruck höher und der Wind weht vorerst nach dem nördlichen Teile der Sahara. Die Luft ist anfangs feucht, aber, da es in der Sahara im Sommer viel wärmer ist, als auf den Meeren und dabei noch die Luft trocken, so entfernt sie sich schnell vom Sättigungspunkt und erscheint trocken. Der Wind weht in der Sahara nicht beständig von Norden, es kommen auch von Süden wehende Winde vor, besonders im Frühling. Wenn derartige Winde stark sind und Ägypten oder die nördlichen Ufer des Mittelmeeres erreichen, so bringen sie eine hohe Temperatur und Trockenheit mit, weil sie aus einem heißen und trockenen Lande wehen. Wenn der Wind eine Sandsäule erhebt, was oft vorkommt, so steigt die Temperatur noch; die Oberfläche des Bodens in der Wüste kann sich bis 70° und höher erwärmen und die Sandteilchen erwärmen noch die benachbarten Luftteilchen.

Diesen Wüstenwinden schrieb man früher irgendwelche besondere giftige Eigenschaften zu, so lange man sich nicht überzeugte, daß allein die Hitze und Trockenheit, bei der Stärke des Windes, hinreicht, um den pflanzlichen und tierischen Leben zu schaden.

Die Trockenheit ist eine gewöhnliche Erscheinung in der Sahara, aber ich glaube nicht, daß es einen Ort giebt, in dem es niemals regnete. Die Regelmäßigkeit der meteorologischen Erscheinungen werden bisweilen hier und dort gestört und einmal in einigen Dezennien fällt ein heftiger Platzregen und füllt die trockenen Schluchten an. Außer diesen seltenen Erscheinungen bringen die Winterregen des Mittelmeeres nach dem Norden der Sahara (z. B. in Murzuk unter 26° N. Br. sind sie nicht selten), von Süden die Regen des sudanesischen Monsun (bis 20° N. Br.

und bisweilen weiter), mitten in der Wüste sind Berggruppen vorhanden, wo die Regen relativ reichlich sind. (Ahaggar, Aïr, Tibesti u. s. w.)

Es ist begreiflich, daß es keine längeren Beobachtungen im Zentrum der Sahara giebt, daher kann man auch nicht entscheiden, wo namentlich im Sommer die höchste Temperatur herrscht. Es ist nur bekannt, daß der nordwestliche Teil am Atlantischen Ozean im Sommer kälter nnd feuchter ist, als die übrigen Teile, es kommen sogar dichte Nebel vor.

Die letztere Bemerkung, welche von Rohlfs und Lenz stammt, ist genügend, um wiederum die, sozusagen, landläufige Meinung zu widerlegen, die Trockenheit der Sahara komme daher, daß die Winde beständig von E. wehen, und daß, wie man sich ausdrückte, „die westliche Sahara am weitesten von der Quelle des Wasserdampfes entfernt sei und angesichts des Atlantischen Ozeans verschmachte".

Es ist ziemlich wahrscheinlich, daß man die höchste Temperatur im Norden vom Wendekreise antrifft, wo die Menge Sonnenwärme, die täglich empfangen wird, im Sommer größer ist. Was die Extreme der Temperatur betrifft, so giebt es keine vollständig sicher beobachteten, die über 50° hinausgehen; im nördlichen Indien z. B. kommen nicht weniger hohe vor.

Infolge der Trockenheit der Luft und der starken Ausstrahlung ist die südliche Sahara im Winter kälter, als die Ufer des Mittelmeeres und Fröste sind unter dem 30° N. Br. und sogar südlicher nicht selten. Die tägliche Amplitude ist so groß, daß nur Tibet und überhaupt die hohen, trockenen Hochebenen Asiens die Sahara übertreffen.

Das Thal des Nils vom 30° — 17° N. Br. in Ägypten und Nubien ist ebenso wie ein Stück Sahara, nur ist die Luftfeuchtigkeit größer infolge der Ausdünstung des Flusses und der bewässerten Gewächse. Ohne Nil wäre dort eine Wüste. Die Ufer des Roten Meeres sind, besonders im Süden, außerordentlich heiß. Hier regnet es nur im Winter, und dann noch wenig, aber die Feuchtigkeit der Luft ist infolge der Verdunstung von der Oberfläche des wärmsten Meeres auf der Erdkugel groß.

Arabien ist die Fortsetzung Nordafrikas. Ein großer Teil

dieſer ausgedehnten Halbinſel iſt infolge der Trockenheit des Klimas eine Wüſte. Im Südweſten nähern ſich die Berge um Mokka dem Klima des Sudan, d. h. es kommen regelmäßige tropiſche Regengüſſe in den Bergen vor. Im äußerſten Norden Arabiens giebt es bereits Winterregen, aber wenig. Sie ſind reichlicher in der inneren Gegend von Nedſcheb, etwas weiter nach Süden. Südoſtarabien befindet ſich ſchon unter dem Einfluſſe der indirekten Monſune, aber ſie bringen in den Sommermonaten wenig Regen.

Die tropiſchen Länder, in denen es viel regnet, können nicht durch eine einzige Pflanze charakteriſiert werden; dort iſt gerade die Mannigfaltigkeit der Vegetation charakteriſtiſch für die Klimate: die klimatiſchen Verhältniſſe ſind derartig, daß ſie für viele Pflanzen günſtig ſind. Das trockene Klima der Sahara und Arabiens iſt für die Vegetation bedeutend weniger günſtig und daher kann man auf die Dattelpalme, als auf eine für dieſe Zone charakteriſtiſche Pflanze hinweiſen. Sie wird überall gebaut, wo hinlänglich Waſſer zur Bewäſſerung iſt, und reift nur dort ihre Früchte gut, wo eine genügend lange, heiße Jahreszeit vorhanden iſt.*)

*) Fiſcher, die Dattelpalme, Peterm. Mitteil. Erg. Heft 64.

Kapitel 23.

Das Mittelländiſche Meer und die Nachbarländer.

Die Kontinente der alten Welt haben eine ſehr große Ausdehnung von Weſten nach Oſten in den mittleren nördlichen Breiten, dieſes entfernt die Mitte derſelben von den Ozeanen und trägt zur Trockenheit des Klimas bei. Aber die geographiſche Lage iſt eine derartige, daß in den mittleren Breiten ein ziemlich bedeutender Flächenraum, etwa das ganze weſtliche Drittel, gut bewäſſert iſt, was von der Abweſenheit hoher, geſchloſſener meridionaler Gebirgszüge abhängt und davon, daß eine ganze Reihe von Meeren tief in den Kontinent einſchneidet. Für die Breiten vom 30° — 46° hat das Mittelländiſche Meer mit ſeinen Teilen oder Buſen (dem Adriatiſchen, Marmara, dem Schwarzen und Aſowſchen) die größte Bedeutung. Im Oſten kommt noch der Kaspi hinzu, ein Landſee, der ſeiner Ausdehnung wegen ein Meer genannt wird.

Das Mittelländiſche Meer bringt einen reichlichen Vorrat von Feuchtigkeit in das Innere des Kontinents und das Klima an ſeinen Ufern hat einige recht bemerkenswerte allgemeine Züge, bei einer ſehr großen Verſchiedenheit der topographiſchen Lage. Dieſe Gemeinſamkeit des klimatiſchen Typus drückte ihren Stempel auf die Vegetation, auf die wilde ſowohl als auf die angebaute, und hat ſich auch tief ausgeprägt in den antiken Ziviliſationen, die hierher drangen, und deren gab es, wie bekannt, ſehr viele. Die unterſcheidenden Züge des Klimas am

Mittelländischen Meere hängen in bedeutendem Grade davon ab, daß dasselbe überall durch Berge vor den kalten Klimaten nördlicherer Gegenden geschützt ist. In Europa und Asien herrschen im allgemeinen Berge vor, die eine Richtung von Westen nach Osten haben, und einige der bedeutendsten Gebirgszüge ähnlicher Art ziehen sich in der Nähe des Mittelländischen Meeres und seiner Busen hin, indem sie letztere von Norden her schützen (Pyrenäen, Cevennen, Alpen, Seealpen, Apenninen, Dinarische Alpen, Balkan, Kaukasus).

Folgende Hauptzüge sind es, welche diese Klimate charakterisieren: ein gemäßigter, warmer Winter, die mittlere Temperatur im Januar ist 5^0 — 18^0, die Abwesenheit starker Fröste infolge des Schutzes durch die Berge und der Nähe eines warmen Meeres, ein warmer Sommer, eine mittlere Temperatur im Juli ist 23° — 28^0, eine jährliche Amplitude von 11° — 20° *), eine geringe Bewölkung, besonders im Sommerhalbjahr, die tiefblaue Farbe des Himmels und überhaupt das intensive Licht, die Regenzeit im Winter im Süden, im Frühling oder Herbst im Norden, bei trockenem Sommer, im Süden sogar vollständige Abwesenheit der Sommerregen.

Durch diese Verhältnisse lassen sich viele Erscheinungen des organischen Lebens erklären. Der warme Winter erklärt es, daß hier viele immergrüne (nicht Nadel-) Bäume und Sträucher vorkommen, welche starke Fröste nicht vertragen. Gegen die Dürre im Sommer sind sie durch einen wachsartigen Anflug auf den Blättern geschützt. Die Zeit der Vegetationsruhe ist der Sommer, wegen Mangel an Feuchtigkeit.

Die Kultur des Weizens ist hier vor langer Zeit eingeführt und das Klima ist dieser Pflanze sehr günstig. Er wächst bei relativ niedriger Temperatur, folglich ist ein feuchter regnerischer Winter sehr günstig für ihn, und er reift zu der Zeit, wann die Regengüsse aufhören (vom April bis Juni, je nach der Gegend). Das Dreschen auf dem Felde erklärt sich durch die Trockenheit der Luft zur Erntezeit und lange nach derselben. Mais wird dagegen wenig kultiviert, er verlangt Feuchtigkeit bei hoher Temperatur, also künstliche Bewässerung.

*) Unter jährlicher Amplitude ist hier der Unterschied zwischen den mittleren Temperaturen des wärmsten und kältesten Monats zu verstehen.

Der große Raum, den die Baumkulturen einnehmen (Ölbaum, Weinrebe, Feigenbaum, Apfelsinen-, Zitronen-, Mandelbäume u. s. w.) erklärt sich dadurch, daß das warme Klima sehr günstig für sie ist, ihre tiefgehenden Wurzeln sichern sie vor Dürre, übrigens wendet man für einige derselben die künstliche Berieselung an, z. B. für Apfelsinen und Zitronen.*)

Überhaupt hat man hier frühe die Aufmerksamkeit auf die Berieselung gerichtet, in einem warmen Sommer ist die Vegetation ungewöhnlich üppig, wenn ein Vorrat an Feuchtigkeit vorhanden ist. Wenn auch Weizen, Gerste und andere Gramineen und viele Fruchtbäume im größten Teile der Mittelmeerregion ohne dieselbe fortkommen, so ist sie doch in allen Teilen des Gebietes für Gemüse, Futterkräuter, Reis und Baumwolle nötig.

Das Klima erklärt auch viele Verhältnisse der antiken Zivilisation: das Leben in freier Luft, das Fehlen von Vorrichtungen zur Erwärmung der Wohnungen in den meisten Häusern u. s. w. Man muß beachten, daß die Hitze im Sommer nicht so drückend ist, wie in anderen am Meere gelegenen Ländern, wegen der Trockenheit der Luft.

Zur Charakteristik der Länder am Mittelländischen Meere füge ich noch hinzu, daß dort lang andauernde Regen, sog. Landregen, selten sind, besonders im Sommer und im Herbst, im Winter und im Anfang des Frühlings kommen sie noch hin und wieder vor. Die Regen haben gewöhnlich den Charakter kurzer Platzregen, nach denen die Sonne wieder scheint.

Sogar am Südabhange der Alpen, wo sich das Klima in anderen Beziehungen sehr von dem typischen mittelländischen unterscheidet, bemerkt man noch eine Vereinigung reichlicher Regen mit geringer Bewölkung, kein einziger Monat hat eine Bewölkung von mehr als 50, wiewohl an vielen Orten im Jahre mehr als 160 cm niederfallen und im Mai und Oktober nie mehr als 20.

Es schneit selten, fast ausschließlich vom Dezember bis März, und noch seltener liegt der Schnee mehr als 1—2 Tage am Meeresgestade und in den Tiefebenen. Die Fröste sind auch nicht

*) Die Abhängigkeit der Kultur der Pflanzen vom Klima und anderen Ursachen ist vorzüglich in dem Buche von Gasparin, Cours d'Agriculture auseinandergesetzt.

andauernd. Infolge des Schutzes der Berge vor den kalten Nordwinden entstehen sie am häufigsten durch die örtliche Ausstrahlung bei heiterem Himmel. Unter solchen Bedingungen erwärmt sich die Luft am Tage rasch und in den ersten nachmittäglichen Stunden oft bis 10° bei hellem Sonnenschein.

Die Verhältnisse des Lichtes, der Bewölkung und die große tägliche Temperaturschwankung in den Mittelmeerländern, wo es nach einer kalten Nacht noch hinreichend warm mitten am Tage zu sein pflegt, erklären, warum viele Kranke im Winter diese Länder aufsuchen. Die mittleren Temperaturen des Winters sind auch an dem atlantischen Gestade Europas hoch, so z. B. ist auf den Farör-Inseln der Januar wärmer als in Venedig, aber diese Wärme ist mit fast beständigen Regen, mit großer Feuchtigkeit und Bewölkung verbunden.

Die kalten Wintertage der mittelländischen Klimate sind unseren kalten, klaren Tagen im April und bisweilen auch im Mai ähnlich, wenn es in der Nacht und am Morgen friert, aber nach Sonnenaufgang rasch wärmer wird, die atlantischen Klimate Europas aber kann man mit dem regnerischen Herbst Nordrußlands vergleichen.

Die Luftdruckverhältnisse im Norden des alten Kontinentes (Kap. 24) erklären die größeren Züge der Verteilung der Winde in den Ländern am Mittelmeere. Im Sommer ist auf diesem Meere, noch mehr aber auf dem benachbarten Teile des Atlantischen Ozeans der Luftdruck hoch, er sinkt rasch nach Süden, gegen die Sahara. Da diese Verhältnisse sehr beständig sind bei nicht großen Gradienten, so giebt es im Sommer sehr vorwaltende, aber sanfte N.-Winde, die Etesien der Griechen. Sie gehören einem anticyklonischen Systeme an und bringen schönes Wetter, aber schon im Oktober sind auf dem Meere Cyklonen häufig, teils an Ort und Stelle gebildet, teils vom Atlantischen Ozeane kommend, und in ihrer Begleitung Gewitter und Regen.

Im Winter entsteht noch eine besondere Erscheinung, die nicht ohne Einfluß auf die Klimate des Mittelmeeres bleibt.

In dieser Zeit ist der Luftdruck in Sibirien hoch und von dort bewegt sich eine Zone ziemlich hohen Luftdruckes (höher als

765), die durch Süd-Rußland, Ungarn, die Alpen Österreichs und der Schweiz nach Südfrankreich und Spanien sich erstreckt; ich nannte dieses Gebiet „die große Achse des Kontinents". Nach N. erniedrigt sich der Luftdruck rasch und und es herrschen Südwestwinde vor, aber im Mittelländischen Meere, wenigstens im nördlichen Teile desselben, herrschen Nordwinde vor (der Mistral in Südfrankreich, Tramontana in Italien). In der Riviera (d. h. an dem Uferstrich von Toulon bis Genua) kommt im Januar und Februar oft klares Wetter bei großer Trockenheit der Luft vor (die Nordwinde wehen von den Bergen und sind daher als absteigende sehr trocken), wenn weiter nach Süden, d. h. in Sizilien, Südspanien, Algier häufige Regen sind.

Im Frühling bewegen sich die Cyklonen wieder weiter nach Norden und ziehen oft über die Kontinente. In dieser Zeit ziehen sie oft aus dem Busen von Gascogne über Südfrankreich zum nordwestlichen Teil des Mittelländischen Meeres, andere gehen über Deutschland und Österreich zum Adriatischen Meer, andere aus dem Mittelländischen Meer ins Schwarze Meer.

Die Ufer des Mittelländischen Meeres sind so gebirgig, daß dort natürlich viele örtliche Winde herrschen, bisweilen sehr heftige. Ich erinnere an die Bora, ein Nordostwind am Südufer des Adriatischen Meeres.

Erscheinung und Ursache sind dieselben, wie die der Bora des nordöstlichen Ufers des Schwarzen Meeres (siehe Kap. 26) und in Dalmatien ist die Temperatur höher und daher fehlt das Gefrieren des Wasserstaubes, welches in ersterer Gegend so gefährlich ist.

Wahrscheinlich hat auch der Mistral denselben Ursprung. Es unterliegt keinem Zweifel, daß die Entwaldung der Berge derartige Winde sehr verstärkt.

Eine Reihe von Meeren vom Mittelländischen bis zum Schwarzen inklusive, sogar bis zum Kaspischen, sind die Ursache, daß die Regen in der kalten Jahreszeit bei trockenem Sommer, die sog. subtropischen Regen, weit in die Tiefe der Kontinente eindringen.

Die Regenlosigkeit des Sommers im südlichen Teil des Mittelländischen Meeres hängt von der starken Erwärmung der Wüsten und trockneren Steppen im Süden und Osten und von dem niedrigen Luftdrucke über denselben ab.

In den typischen mittelländischen Klimaten ist die trockene Jahreszeit je weiter nach Süden, desto anhaltender. Im nördlichen Teile Ägyptens kommen 4 Monate hindurch gar keine Regen vor, während 4 weiterer Monate sind sie sehr selten und spärlich. In Mittelitalien und auf dem südlichen Gestade Frankreichs kommen schon mitten im Sommer Regen vor, aber dennoch sind die Sommermonate die trockensten im Jahre. In der lombardischen Ebene regnet es in den Sommermonaten, sogar im Juli und August mehr, als im Februar und März.

In den Kapiteln 20 und 22 habe ich gezeigt, daß in den mittleren Breiten, an den Westufern Nord- und Südamerikas und Südafrikas, auch eine ähnliche Verteilung der Regen existiert, nur daß sie dort nicht weit in das Innere dringen. Auf den beiden amerikanischen Kontinenten ist die Ostgrenze dieser Regen sehr scharf (diese wird gebildet durch die Sierra Nevada in Kalifornien und die Anden in Chile). Im Osten dieser Berge sind sehr trockene Länder, wo aber eher Sommerregen vorherrschen.

Auf dem Festlande der alten Welt ist die gegenseitige Lage des Meeres und der Wüsten derartig, daß das Gebiet der trocknen Sommer und der Winterregen weit in das Innere dringt, viel weiter als auf den andern Festländern, und dies daher, weil große meridionale Ketten fehlen, die Mere weit nach Osten dringen und die wärmsten und trockensten Gegenden im Süden der Meere, d. h. äquatorwärts liegen.

Die Mittelmeerländer sind sehr reich gegliedert, oft finden sich nebeneinander Klimate, die sich wesentlich vom typischen mittelländischen unterscheiden.

Zu den Klimaten des Mittelländischen Meeres kann man noch hinzuzählen: a) die atlantischen Abhänge der pyrenäischen Halbinsel, Marokkos und die nordafrikanischen Inseln, von den Azoren bis zu den Kanarischen Inseln, b) Vorderasien bis Westpersien inklusive. In diesen Gegenden fällt die jährliche Periode der Bewölkung und der Niederschläge mit den am Mittelländischen Meere beobachteten zusammen, ebenso auch die mittleren Jahrestemperaturen; aber die Jahresamplituden sind verschieden, in den ersteren namentlich kleiner, in den letzteren größer, die atlantische Region hat ein ausgesprochenes Seeklima, Vorderasien ein kontinentales.

Bezüglich der nordafrikanischen Inseln kann man bemerken, daß ihr Klima zu den gleichmäßigsten der Erdkugel gehört. Auf Madeira ist die jährliche Amplitude geringer als 7° und der Januar wärmer als 16°. Die Kanarischen Inseln sind noch wärmer, die regenlose Periode ist länger. Sie sind noch bemerkenswert durch das späte Eintreten des Temperaturmaximums im September, etwas Ähnliches findet man nur in Kalifornien. Auf den Azoren ist es kälter und feuchter, es ist dieses ein mehr typisch-atlantisches Klima, die Winde sind viel heftiger, Stürme sind häufiger, besonders im Winter, sie befinden sich dann schon im Bereiche der Depressionen, welche die mittleren Breiten von Europa erreichen.

Über die Kanaren wird häufig ausgesagt, daß dort die Regen in den kälteren Monaten mit absteigenden Winden kommen. Jedoch dies ist nicht richtig, wie aus folgenden Äußerungen von Fritsche zu sehen ist:

„Oft wird die Masse der an die Berge angelehnten, dort entstandenen Wolken durch andere vermehrt, welche der Passat aus höheren Breiten über das Meer bringt. Das geschieht besonders im Winter, und die so herangetriebenen Wolken scheinen es hauptsächlich zu sein, welche durch ihre Anhäufung und stärkere Abkühlung in der Nähe des Landes sich in den winterlichen Regengüssen entladen."

„Für die N.- und E.-Küsten der Kanaren ist nämlich nicht, wie bisher angegeben wurde, der herabkommende Antipassat der Bringer der Winterregen, sondern der Passat; nur auf den dem Passat abgewendeten S.- und W.-Gehängen (las bandas) kommt Regen mit dem Antipassat, doch wie diese Bandas die Feuchtigkeit der Passatwolken entbehren, so sind dort auch Regengüsse ungleich seltener, als an den Nord- und Ostgehängen."

Auf dem Westufer Marokkos (Mogador) ist es viel kälter, als unter denselben Breiten am Mittelländischen Meere, um $1._1$° im Jahr, der August ist um zirka 4° kälter, als in Alexandria.

Die pyrenäische Halbinsel ist so von Bergen durchschnitten, daß ihr Klima außerordentlich verschieden ist. Die ausgezeichnete Monographie von Teißerem de Bort*) zeigte, daß im Inneren

*) Annale du Bureau Central-Météorologique 1880.

derselben im Sommer eine Cyklone existiert, aber im Winter eine Anticyklone.

Man kann 4 Klimate unterscheiden:

1. Der atlantische Abhang Portugals und Südwestspaniens. In Bezug auf die Verteilung der Niederschläge nach den Jahreszeiten ist es den typischen Klimaten des Mittelländischen Meeres ähnlich, die Menge der Niederschläge ist fern von den Bergen eine gemäßigte, ungefähr 70—80 cm. Die Feuchtigkeit ist infolge der Nähe des Ozeans und des Vorherrschens von Westwinden ziemlich groß. Die Temperatur ist niedriger, als unter denselben Breiten am Mittelländischen Meere, im Jahr um 1—2½ °, im Juli um 4—7 °. Die Ursache ist die Nähe eines kälteren Ozeans als das Mittelländische Meer.

2. Der mittelländische Abhang Spaniens. Das Klima ist, was die Temperatur anbetrifft, gemäßigt, aber im Sommer bedeutend wärmer, als am Atlantischen Ozean, der Juli ist in den Ebenen wärmer als 26 °. Die Bewölkung und die Feuchtigkeit sind sehr gering, die Niederschläge sind nicht reichlich, außer an den Bergen 35—50 cm im Jahr und sehr unregelmäßig. Die größte Regenmenge fällt im Mai und Oktober. An vielen Orten, besonders um Murcia, verlangen der Weizen und die Weinrebe eine Berieselung. Die Feuchtigkeit und die Bewölkung sind so gering, daß Elche die einzige Örtlichkeit in Europa ist, wo Datteln reif werden. Nicht umsonst nannte man Valencia früher „reino serenissimo“.

3. Die im Inneren gelegenen Thäler und die Hochebene Spaniens wie das Ebrothal, beide Kastilien, Mancha u. s. w. Hier zeichnet sich das Klima gleichfalls durch Trockenheit aus, aber gleichzeitig ist der Winter viel rauher, die jährliche wie auch die tägliche Amplitude sind größer, dies hängt nicht nur von der Höhe ab, sondern auch davon, daß die Berge von allen Seiten vor dem Meere schützen. Das Klima Madrids ist typisch für diese Gegenden. Hier ist — 10 ° und tiefer Schnee im Winter keine Seltenheit. Die täglichen Schwankungen der Temperatur sind sehr groß, im Juli 17 °. Die Hochebenen Spaniens zeichnen sich noch durch sehr rasche, nicht periodische Temperaturschwankungen aus. In Bezug auf die Niederschläge ist zu bemerken, daß sie im Sommer häufiger sind, als an den Ufern des Meeres, die größte

Menge fällt im Mai und Oktober. Reichlichere Niederschläge im Frühjahr sind der charakteristische Zug der Hochebenen in der Nähe des Mittelländischen Meeres, dieser wiederholt sich auch in Algier. Die Menge der Niederschläge ist größten Teils geringer als 40 cm, in Salamanka 27 cm. In Europa haben nur die nördliche Krim und die Steppen am Kaspischen Meer weniger.

4. Das nördliche und nordwestliche Ufer Spaniens gehört dagegen zu den regenreichsten Gegenden Europas (bedeutend mehr als 100 cm im Jahr); im Sommer regnet es hier schon nicht wenig, wiewohl der Herbst regnerischer ist. Die Temperatur ist im Sommer relativ niedrig, am Meerufer ungefähr 20 °, die Bewölkung ist ziemlich bedeutend.

Das Mittelmeergestade Südfrankreichs und das Thal der unteren Rhone gehören gleichfalls noch zu den Klimaten des Mittelmeeres. Hier ist (außer an der Riviera) weniger Schutz durch Berge von Norden und die Temperatur des Winters ist bedeutend niedriger (der Januar in Montpellier $5_{,6}$ °, in Marseille $6_{,4}$ °). Das Klima Montpelliers ist uns durch die Arbeiten von Martins*) gut bekannt. Die Trockenheit der Luft ist bedeutend, die Temperaturminima sind oft niedriger, als in Paris. Die Nordwinde herrschen vor, ebenso wie im Rhonethal. Die Niederschläge sind im Herbst reichlicher, namentlich im September und Oktober, sie fallen in Form kurzer Platzregen. Die Nordwinde sind im Rhonethal so stark, daß viele Pflanzen, sogar Hanf, nur unter dem Schutz einer lebendigen Hecke gezogen werden können.

Die Riviera, d. h. das französisch-italienische Ufer von Toulon bis Genua und Spezzia, ist im Norden durch die Meeralpen und den Nordapennin geschützt und daher ist der Winter warm. Viele Pflanzen, denen man hier oft begegnet, wachsen nicht in Mittelitalien und erscheinen erst bei Neapel wieder. Diese Gegend (Nizza, Mentone) wird seit langer Zeit von Kranken besucht, weil sie die Mitteleuropa am nächsten gelegene mit wahrem mittelländischen Klima ist.

*) Ch. Martins, Temper. de Montpellier, Mémoires de l'acad. des sciences de Montpellier t. IX.

Mittelitalien südwestlich von den Apenninen ist im Winter etwas kälter. Im Sommer kommen selbst im Arnothale, aber besonders in den Bergen von Toskana, ziemlich viel Regengüsse vor und die Vegetation erinnert mehr an die mitteleuropäische, als die Vegetation der Riviera. Überhaupt ist der südliche Teil Toskanas sehr regenreich und sogar im Sommer regnet es mehr, als unter denselben Breiten in Frankreich und Nordostspanien.

Süditalien und Sizilien gehören zu den typischen Mittelmeerklimaten. Jedoch im Osten der Apenninen regnet es etwas mehr im Sommer, als im Westen. Sizilien ist ziemlich trocken im Norden und Osten, hier fallen am Meeresufer im Jahr 60 bis 70 cm, dort dienen alle Berggewässer zur Bewässerung und die ganze Küstenzone ist ein Garten mit prachtvoller Vegetation. Der westliche Teil der Insel ist feuchter und die Westwinde sind dort sehr stark. Im Herbst und Winter sind Nebel nicht selten. Die Berge Siziliens sind gleichfalls viel regnerischer.*)

Das Innere und der Westen von Sizilien waren im Altertume und sind noch jetzt das Land der ausgedehnten Getreide- namentlich der Weizenfelder, sie bedürfen keiner künstlichen Bewässerung.

Rom und das römische Gebiet sind, ihren klimatischen Verhältnissen nach, ein Übergangsgebiet zwischen Toskana und Süditalien, dies gilt hinsichtlich der Temperatur wie der Hydrometeore.

Norditalien hat nördlich vom Apennin, annähernd bis zum 43 oder 44 °, ein vom typischen mittelländischen ziemlich verschiedenes Klima. Dies Land besteht aus der Poebene zwischen den Alpen und den Apenninen und aus Bergen im Norden und im Süden. Die Ebene ist vor dem direkten Einfluß des Mittelländischen Meeres durch hohe Berge geschützt und gegen das Adriatische Meer geöffnet. Infolge dessen hat das Klima einen kontinentalen Charakter. Der Sommer ist fast ebenso warm, als in Süditalien, aber der Winter ist viel kälter, als z. B. in England. In Alessandria ist die Temperatur des Januar niedriger als 0 ° und selbst in Venedig niedriger als 3 °. Infolge dessen sind die Jahresamplituden groß, 23—24 ° und mehr im Inneren

*) Fischer, Klima der Mittelmeerländer.

und noch 22 ° in Venedig. Die Winterkälte wird hier nicht aus der Ferne gebracht, infolge des Schutzes der Alpen, sondern entsteht durch Ausstrahlung an Ort und Stelle. Schnee liegt selten lange, daher sind die äußersten Minima nicht besonders niedrig, in Mailand z. B. ist das mittlere Minimum des Jahres dasselbe (obgleich die mittlere Januartemperatur niedriger ist) als in Paris und fiel in 14 Jahren von 1866—1880 nicht unter —12.$_3$ °, aber in Paris in derselben Zeit auf —23.$_5$ °.

Das Klima der lombardischen Ebene ist so kontinental, daß die jährliche Wärmeschwankung dort im Inneren ebenso groß ist, als im mittleren Transkaukasien (z. B. Tiflis 23.$_7$ °, Alessandria 24.$_7$ °, Modena 23.$_2$ °), an der Küste der Adria (Venedig) größer als an der Ostküste des Schwarzen Meeres, den nordwestlichen Teil ausgenommen.

An den Südabhängen der Alpen ist es im Winter wärmer als in der Ebene, die Nordwinde sind wohl häufig, aber als absteigende sind sie warm (sog. Nordföhn). Die Bewölkung ist an den Südabhängen der Alpen, wie auch in der Poebene im Winter gering, Niederschläge giebt es ebenfalls wenig, so daß hier bereits der Winter — die trockenste Zeit des Jahres ist, in keinem der Sommermonate fällt weniger als 8 %. Mai und Oktober sind die regnerischsten Monate.

In der Ebene fallen 70—90 cm im Jahr, an den südlichen Alpen viel mehr, bis 243 (Tolmezzo). Tolmezzo liegt in Friaul, welches jedenfalls die regenreichste Gegend Italiens ist, denn hier hat Udine, in der Ebene, über 150 cm. Die künstliche Berieselung ist in der Lombardei und Piemont sehr in Gebrauch, viele Reisfelder, Rieselwiesen u. s. w. finden sich dort. Die Felder sind oft mit Bäumen umpflanzt, an denen die Weinrebe rankt. Alles dieses vergrößert die Feuchtigkeit der Luft im Sommer bedeutend und vermindert die Stärke des Windes.

Bezüglich Norditaliens giebt es sichere Nachrichten darüber, daß sich im Laufe dieses Jahrhunderts die Überschwemmungen, infolge des Fällens der Wälder an den Südabhängen der Alpen, vergrößerten. So z. B. wurden auf dem Comersee, in den der Fluß Adda fällt, Beobachtungen über die Höhe des Wassers von 1792 an gemacht. In letzter Zeit wurden diese Angaben von Lombardini bearbeitet. Von 1792 bis 1821 fanden Über-

schwemmungen im Comersee einmal in 58 Monaten, von 1821 bis 1839 einmal in 44 Monaten, aber von 1839 bis 1863 einmal in 20 Monaten statt.

Bis 1820 waren die Abhänge des Addathales und der Seitenthäler, wenige ausgenommen, mit Wald bedeckt. Wege auf die Berge gab es nicht und man konnte das Holz nicht benutzen. Der erste Weg auf die Berge wurde 1820 gebaut und das Fällen der Wälder begann. In früherer Zeit geschah das Steigen des Wassers im See allmählich, im Sommer war es ebenso hoch wie in den übrigen Jahreszeiten. Jetzt aber ist im Sommer wenig Wasser vorhanden, jedoch oft zu viel im Frühjahr und Herbst. Bei hohem Wasserstande ergießt die Adda 60 mal mehr Wasser in den See, als bei niedrigem.

Istrien und Dalmatien sind wärmer als das Ostufer Italiens unter denselben Breiten, besonders im Winter, die Verteilung der Niederschläge ist in Dalmatien die typische mittelländische, in Istrien ist der Sommer weniger trocken. Im Süden sind die Berge höher und gewähren mehr Schutz gegen die Nord- und Nordostwinde. Niederschläge fallen viel, mehr als 100 cm, aber in kurzen Platzregen. Es giebt wenig Gegenden, in denen das Fällen der Bergwälder so geschadet hat wie hier: die niedrigen Hochebenen und Thäler in der Nähe des Adriatischen Meeres sind fast vegetationslos und verderblichen Winden ausgesetzt (so der Karst), obgleich es keineswegs an Regen fehlt, aber sie fallen in großen, kurzen Güssen, das Wasser sickert rasch in das Kalkgestein ein. In letzterer Zeit sind erfolgreiche Versuche der Bewaldung des Karstes gemacht worden.

Die Bergländer, die Herzegowina und Montenegro, gehören gleichfalls noch eher zum mittelländischen Klima, obgleich es im Sommer mehr regnet. Dasselbe kann man auch von den Bergen in Epirus sagen. In diesen Ländern ist der Herbst die regenreichste Zeit des Jahres. Dann kommen häufige Gewitter vor. Sie sind außerordentlich heftig in Montenegro.

Griechenland hat ein typisches Mittelmeerklima, nur der Winter ist kälter als im Westen des Mittelländischen Meeres unter denselben Breiten. Es rührt dieses daher, daß Griechenland im Nordosten nicht durch hohe Berge von den Ufern des Schwarzen Meeres geschieden ist. Das Klima Attikas zeichnet sich

durch besondere Trockenheit und Klarheit des Himmels aus. Es ist in hohem Grade günstig zur Erhaltung der Statuen und anderer Arbeiten aus Marmor. Man weiß, daß im feuchteren Klima Westmoreas (Olympia) die Statuen mit Öl begossen wurden, um sie gegen die Feuchtigkeit zu schützen. Es unterliegt keinem Zweifel, daß es in den Bergen Thessaliens und Macedoniens mehr im Sommer regnet, als in Griechenland.

Von Bulgarien, sogar den südlich des Balkan liegenden Teilen wissen wir, daß der Sommer auf den Bergen sehr regnerisch ist und gleichzeitig auch der Winter bedeutend kälter, als in Mittelitalien. Genauere Beobachtungen existieren noch nicht.

In Konstantinopel ist der Sommer relativ trocken, die Temperatur desselben ist sogar niedriger als im Norden des Adriatischen Meeres, dieses muß man dem Einfluß des kälteren Schwarzen Meeres zuschreiben.

Den westlichen Teil des Nordufers von Kleinasien (bis Sinope) kann man wahrscheinlich noch den Mittelmeerklimaten zuzählen, weiter nach Osten sind die Temperaturen diesen Klimaten entsprechend, aber die Feuchtigkeit, die Bewölkung und die Niederschläge passen nicht zum Mittelmeertypus. Schon in der Umgegend von Trapezunt ist der Sommer regnerisch und beginnt eine üppige Vegetation, die auch dem Ostufer des Schwarzen Meeres von Tuapse bis Batum eigen ist (siehe Kap. 31).

Weiter nach Osten findet man einen trockenen Sommer, bei Regen im Herbst, im Winter und Frühling, so noch im Innern Kleinasiens, im östlichen Transkaukasien, in Nordpersien (außer dem Süduser des Kaspischen Meeres) und in einem Teile von Mittelasien, in den Ländern am Thianschan (Taschkent, Samarkand, Ferghana). Es ist folgendes zu beachten. Im Osten des Mittelländischen Meeres wird das Klima immer trockner, so daß einigermaßen bedeutende Niederschläge, 40—50 cm, nur auf den Bergen und an ihrem Fuße fallen. In Syrien, Palästina und auf der Insel Cypern sind, bei hoher Jahrestemperatur und besonders des Sommers, ungefähr 3—4 Sommermonate ganz regenlos. Der meiste Regen kommt im Spätherbst und im Anfang des Winters vor, und dann im März. Dieses entspricht dem „ersten und letzten Regen", dessen in der Bibel gedacht wird. Landbau ohne künstliche Bewässerung ist in einem großen Teile

[illegible]

Ägypten bildet den Übergang vom Mittelmeerklima zu dem der Sahara. In der Wüste ist der Luftdruck im Winter höher, als auf dem Meere, daher sind Südwinde nicht selten, im Sommer aber herrschen Nordwinde. Einigermaßen reichliche Niederschläge kommen nur am Ufer des Meeres vor und auch nur wenig mehr als 20 cm, aber schon in Kairo und Suez weniger als 5 cm. An den Ufern des Meeres ist die Feuchtigkeit im Sommer sehr groß, was von den vom Meere wehenden Winden abhängt und von der Überschwemmung des Nils. In Oberägypten vergehen bisweilen Jahre ohne Regen, dabei kommen sie im Sommer, zuweilen im Winter vor. Im Westen von Ägypten in Barka (der alten Cyrenaica) kommen ziemlich reichliche Regen

im Winter vor; hier trifft man Berge an, wenn auch nicht hohe. Im ganzen ist Ägypten, seinem Klima nach, ein Übergang von den Mittelmeerländern zur Sahara. Bemerkenswert sind die trockenen, heißen S.-Winde (Khamsin) im Frühling. Sie wehen an Tagen, wo der Luftdruck auf dem Mittelmeere niedriger ist, als in der Wüste, und die rasche Bewegung der Luft, wie das Mitführen von Staubteilen, erklären die hohe Temperatur (selbst an der Küste zuweilen über 40°) und die geringe relative Feuchtigkeit.

Der westliche Teil Nordafrikas (Tunis, Algerien und Marokko) sind Länder mit verschiedenartigem Relief. Nur das Klima Algeriens ist ziemlich gut erforscht.*)

Hier unterscheidet man drei Klimate: 1. den Tell, d. h. das nördliche Gestade und die benachbarten Berge. Hier ist ein reines Mittelmeerklima, die vorherrschenden Winde wehen aus Nordwest, sie sind im Sommer relativ trocken, da sie von einem kälteren Meere her wehen, aber in den übrigen Jahreszeiten bringen sie Regen mit. Am Ufer regnet es mitten im Winter am meisten, aber in den Bergen im März. Die Menge der Niederschläge vergrößert sich von Westen nach Osten, von 50 bis 84 cm. Dieses hängt davon ab, daß im Osten die Berge höher sind und das Meer weniger ausgedehnt ist, sehr nahe vom westlichen Teile Algiers liegt Spanien. Dazu ist der westliche Teil des Mittelländischen Meeres kälter, als die übrigen Teile des Meeres unter denselben Breiten, weil sich durch die Straße von Gibraltar das kältere Wasser des Atlantischen Ozeans dorthin ergießt.

Die Temperatur des Sommers steigt rasch nach dem Innern zu, an der Küste ist sie noch zu kühl, daß die Dattelpalme reifen könnte (wärmster Monat noch nicht 25°). In sehr kleiner Entfernung von der Küste ist sie viel höher, selbst Thäler in einer Höhe von über 1000 m sind im Sommer wärmer. Angot hebt die äußerst große tägliche Wärmeschwankung in den Thälern hervor (s. Kap. 8), im August ist sie im Mittel 20°, an der Küste nur 8.5°.

2. Die Hochebenen. Hier ist das Klima viel kontinentaler und relativ sehr kalt im Winter. Jeden Winter schneit es und

*) Siehe namentlich Angot, Climat de l'Algerie, Annales du bureau central meteor. de France, 1881. Im Auszuge Zeit. f. Met. Bd. XIX, S. 64.

der Schnee liegt bisweilen wochenlang*), die Kälte beträgt nicht selten —10° auf Höhen von 700—1000 m über dem M.-N. Es schneit bisweilen sogar in Guardoja (32° N.). Der Sommer ist auf den Hochebenen bis 1000 m nicht kälter als am Ufer des Meeres. Der Winter ist weniger regnerisch als im Tell, im Frühjahr regnet es mehr, sogar noch im Mai.

3. Die algerische Sahara. Hier ist es im Sommer sehr heiß, der Winter ist aber kälter als am Meeresufer. Die Trockenheit der Luft ist außerordentlich. Niederschläge giebt es etwas mehr als im Inneren der Sahara, 20 cm im Jahr, am meisten im Mai. Es unterliegt keinem Zweifel, daß die Berge eine wichtige Rolle spielen, indem sie die Sahara vor der Abkühlung durch Winde vom Mittelmeer her schützen. Überall, wo unterirdische Wasserläufe oder Brunnen vorkommen, existieren Oasen mit Kultur von Dattelpalmen, und in ihrem Schatten wachsen verschiedene Fruchtbäume, Gemüse und Getreidearten.

Es bleibt mir noch übrig, einige Bemerkungen über das Mittelmeer zu machen. Es dient als bedeutende Wärmequelle, wie im Kap. 6 auseinandergesetzt worden ist. Überall, wo Beobachtungen gemacht worden sind, zeigte es sich, daß die Temperatur der Meeresoberfläche höher ist, als die der unteren Luftschicht. Solches findet gewöhnlich statt, aber hier liegt ein besonderer Grund vor: im allgemeinen herrschen Nordwinde vor, welche die Luft abkühlen, besonders im Sommer; was den Winter betrifft, so versteht es sich von selbst, daß dann das Meer wärmer sein muß.

*) Die erste Untersuchung der Hochebenen ist die von Duveyrier, jetzt giebt es schon mehrjährige Beobachtungen.

Kapitel 24.

Luftdruck in dem nördlichen Teil der alten Welt.

Hier haben wir es mit dem größten kontinentalen Raume der Erdkugel zu thun, mit einem Raume, der seinem Klima nach die schärfsten Abweichungen vom maritimen aufweist und mit seinen Übergängen zu den ozeanischen Klimaten im Osten, Norden und besonders im Westen.

Ich bezeichne gleich zwei Eigentümlichkeiten, denen man in Rußland und den angrenzenden Ländern begegnet — mitten im Winter ein sehr hoher Druck in den Breiten von 55—70°, besonders in Ostsibirien; während diese Breiten im Seeklima den niedrigsten Luftdruck in dieser Jahreszeit haben.

Im Sommer herrscht ein sehr niedriger Luftdruck über den Niederungen und niedrigen Hochebenen Asiens unter denselben Breiten (35—40°), die sich durch einen sehr hohen Luftdruck auf den Meeren, besonders auf dem Atlantischen Ozeane, auszeichnen.

Da das Seeklima normal genannt werden kann, weil der größere Teil der Erde mit Wasser bedeckt ist, so begegnet man ohne Zweifel den bedeutendsten Abweichungen von diesem normalen Gange auf den Kontinenten der alten Welt.

Allgemeine Gesetze finden ihre Bestätigung in diesen Abweichungen. Besonders bemerkenswert ist es, daß der höchste Luftdruck im Winter sich nicht in gleichem Abstande von den westlichen und östlichen Ufern des Kontinents findet, sondern den letzteren viel näher; dieses bestätigt das im Kapitel 17 Bemerkte,

daß infolge des allgemeinen Vorherrschens der Westwinde in mittleren Breiten das Klima der östlichen Teile des Kontinents kontinentaler wird, als das Klima der westlichen Teile; erstere bekommen die Luft aus dem Innern des Kontinentes, die zweiten von den Ozeanen.

Das Fehlen langer und hoher Bergrücken in der Richtung von Norden nach Süden auf dem Kontinente der alten Welt bringt die Einflüsse des Atlantischen Ozeans sehr weit in das Innere nicht nur Europas, sondern auch Asiens.

Europa erscheint als relativ kleine, westliche Halbinsel des nördlichen Teiles des asiatischen Festlandes, am meisten den Einflüssen des Ozeanes zugänglich.

Den größten Einfluß auf das Klima Europas hat die nordatlantische Cyklone, namentlich vom September bis April, indem sie warme feuchte S.W.-Winde in ihrem Gefolge hat. Nach den Untersuchungen von Hoffmeyer und Mohn besteht sie gewöhnlich aus drei Teilen: das Hauptminimum im S.W. von Island, das westliche in der Davisstraße, das östliche nördlich und westlich von Norwegen. Letzteres ist besonders wichtig für Europa: wenn es mehr als gewöhnlich entwickelt ist, sind die Monate September bis April wärmer als gewöhnlich, wenn es fehlt, kälter. Je weiter in das Innere des Kontinentes, desto mehr haben auch die S.W.-Winde einen kontinentaleu Charakter, und wenn sie nicht stark sind, so bringen sie nicht die Luft des Ozeanes.

Im Mai ist der Luftdruck fast in der ganzen arktischen Zone und auch in ganz N.W.-Europa am höchsten im Jahre, und der Luftdruck ist dann sehr gleichmäßig verteilt, es giebt dann keine bedeutenden mittleren Gradienten. Im Sommer, namentlich im Juni und Juli, reicht die Region hohen Luftdruckes an der Nordgrenze der Passate sehr weit nördlich in dem Europa benachbarten Teile des Ozeans und eine Zunge relativ hohen Luftdruckes ist dann auch in Zentraleuropa zu finden.

Im Innern des asiatischen Festlandes findet der kontinentale Typus des Klimas seinen vollen Ausdruck und hierin zeigt sich nicht allein der Einfluß des ausgedehnten Flächenraumes des Festlandes — sehr wichtig ist auch das Relief desselben, wie es schon mehrmals von mir geäußert worden ist, besonders bezüglich

des hohen Luftdrucks im Winter.*) Ostsibirien, wo es im Winter sehr beständig ist, — ist schon keine Ebene, wie ein großer Teil Westsibiriens, in ihm begegnet man einer Menge Hochebenen und Kesseln, die von Bergen umgeben sind: auf diesen Räumen zeigt sich auch der hohe Luftdruck (auf das Niveau des Meeres bezogen). Der klare Himmel im Winter ist der Ausstrahlung günstig, daher sinken die Flächen gleichen Druckes, die umgebenden Berge halten die Winde auf, es treten folglich die Bedingungen zur Bildung von Anticyklonen ein, wobei sich die untere Luftschicht am meisten abkühlt (siehe Kapitel 1). Die Berge lassen es nicht zu, daß die kalte, schwere Luft von den Thälern und niedrigeren Plateaus nach Gebieten niederen Druckes abfließt, dieses ist auch die Bedingung der Beständigkeit des hohen Druckes, die abhängig ist vom Relief dieses Teiles von Asien.

Die Berge, welche die Hochebenen und Kessel umgeben, sind nicht sehr hoch und beginnend mit den Höhen von 1000 bis 1500 m entsteht ein Abfluß der schweren, kalten Luft. Er ist besonders beständig in der Richtung nach Osten und Süden, d. h. nach dem Stillen Ozean und den Ebenen Chinas hin. Dieses ist der Wintermonsun Ostasiens, der kalte und dabei trockene Luft bringt, trocken deshalb, weil er aus kälteren nördlichen und im Innern gelegenen Teilen des Festlandes stammt, und weil er ein absteigender ist (Kap. 1). Da der Luftdruck im Sommer niedriger über den inneren, mäßig hohen Hochebenen im Innern Asiens ist, als auf dem Stillen Ozeane, so ist in dieser Jahreszeit die Windrichtung fast entgegengesetzt der im Winter beobachteten, und da dieser Wind vom relativ warmen Meere weht und weil bei der Bewegung ins Innere des Landes die Luft aufsteigt, so muß er feucht sein und Regen bringen.

Das entschiedene Überwiegen der trockenen Winde aus dem Innern des Landes im Winter und der feuchten, von den warmen Meeren im Sommer, giebt eine Einheit des klimatischen Typus in Ostasien, von der Nachbarschaft des Äquators bis fast zum Polarkreise, ungeachtet des Temperaturunterschiedes und ungeachtet dessen, daß man hier nach dem östlichen Teile Nordamerikas die

*) Das Klima des Gebietes der Monsune Ostasiens. Iswestija d. kais. russ. geogr. Ges. 1879.

schnellste Abnahme der Temperatur mit der Breite beobachtet. Nirgends sonst auf der Erdkugel bemerkt man etwas ähnliches, überall sonst in der Richtung vom Äquator zum Pole haben wir nicht nur eine Verminderung der Temperatur, sondern auch eine Änderung der Windrichtung, des jährlichen Ganges der Bewölkung, der Feuchtigkeit, der Niederschläge u. s. w.

Einige Beispiele erklären das oben Bemerkte am besten. In den Meridianen Mitteleuropas (10—20° E.) haben wir zwischen 10—15° N. Br. das Gebiet der afrikanischen Monsune, mit vorherrschenden trockenen N.E.-Winden im Winter und feuchten Südwinden im Sommer. Weiter im Norden ist die Sahara, wo die Nordwinde mehr oder weniger während des ganzen Jahres vorherrschen, und im Laufe des ganzen Jahres sind die Bewölkung und die Feuchtigkeit sehr gering, Regen sind daher eine ausnahmsweise Erscheinung. Weiter nach Norden herrschen die Mittelmeerklimate mit trockenem Sommer, aber mit Regen in den übrigen Jahreszeiten, wobei die trockene Jahreszeit sich in der Richtung nach Norden immer mehr verkürzt. Die Winde sind im Sommer nördliche und veränderlichere in der übrigen Zeit des Jahres.

Schon in der Lombardei giebt es keine scharf bestimmte trockene Jahreszeit, in Deutschland regnet es im Sommer mehr, als in den anderen Jahreszeiten, wobei vorherrschende Winde von Westen zu allen Jahreszeiten wehen, aber nicht den Charakter der Monsune haben, d. h. oft durch andere Winde unterbrochen werden.

Was den jährlichen Gang des Luftdruckes betrifft, so ist er in Afrika im Sommer bedeutend niedriger, als im Winter, am meisten wahrscheinlich mitten in der Sahara, auf dem Mittelländischen Meere ist er gleichmäßiger verteilt, dabei etwas niedriger im März, April und Oktober und höher im Sommer und im Winter, in Deutschland ist das Minimum gleichfalls im Frühling, aber in Südschweden und Südostnorwegen ist das Maximum schon im Mai, das Minimum im Winter, weiter nach Norden ist dieser Gang noch mehr ausgeprägt.

Unter den Meridianen des östlichen Teiles des europäischen Rußlands haben wir in Südostarabien anfangs eine Monsunregion, weiter nördlich große Trockenheit zu allen Jahreszeiten wie in der Sahara, weiter in Mesopotamien und Persien Nord-

winde, Trockenheit im Sommer und Regen im Winter, aber lange nicht so reichliche wie in den Ländern am Mittelländischen Meere, darauf die Aralo-kaspischen Steppen, wo während des ganzen Jahres Nordwind vorherrscht und die Niederschläge sehr gering sind, aber die Bewölkung und Feuchtigkeit der Luft einen bestimmten jährlichen Gang haben, d. h. viel weniger im Sommer, als im Winter, im Norden von ihnen haben wir einen ebensolchen jährlichen Gang der Bewölkung und der Niederschläge, aber eine viel größere Menge derselben während des ganzen Jahres, westliche Winde und Niederschläge sind in allen Monaten vorhanden, mit Überwiegen der Sommerregen. Diesen Meridianen ist überall von 10—60° N. Br. ein niedrigerer Luftdruck im Sommer eigentümlich, als im Winter, am meisten in der Mitte, d. h. in den Aralo-kaspischen Steppen und viel weniger im Süden und besonders im Norden.

In diesen beiden Beispielen habe ich nur die größten Züge der Klimate angeführt, desto wichtiger sind die wesentlichen Unterschiede des klimatischen Typus, welche man in den genannten Gegenden trifft, im Vergleich mit der Einheit, welche in Ostasien herrscht.

Aber ich kehre zum Winter und zum Gebiet des hohen Luftdruckes zurück. Bei einem Blick auf eine Karte Nordasiens sieht man, daß die westsibirische und turanische Ebene von Höhen im Osten begrenzt wird, aber daß es eigentlich keine Gebirge, sondern Hochebenen sind, und daß sie eine allgemeine Richtung nicht von Norden nach Süden, sondern von Nordost nach Südwest haben, anders ausgedrückt, je weiter nach Süden, desto weniger dehnen sich die westlichen Ebenen nach dem Osten aus, desto näher an den Atlantischen Ozean ist der Meridian, wo sie von Höhen begrenzt werden, die zu den Systemen des inneren Teiles des asiatischen Festlandes gehören.

Eine solche Verteilung der Gebirge kann nicht ohne Einfluß auf das Klima bleiben. Wenn im Winter der Luftdruck in Westsibirien nicht so hoch ist, wie in Ostsibirien, so ist dies deshalb der Fall, weil aus der erstern die Luft frei abfließt, wie nach Norden, d. h. zum Eismeer, so auch zum Süden und Südwesten d. h. zu der turanischen Niederung, zum Kaspischen Meer und Südrußland — Ländern, in denen der Luftdruck im Winter niedriger ist. Hier

hindern folglich ebensolche Bedingungen das Eintreten eines sehr hohen mittleren Druckes im Winter, wie im nordöstlichen Teile des nordamerikanischen Festlandes (Kap. 19), aber in Westsibirien giebt es in der Nähe keinen solchen niedrigen Luftdruck wie bei Westgrönland, und deshalb ist auch der Luftdruck höher, als in N.E.-Nordamerika.

Schon unter den Meridianen Westsibiriens ist im Winter eine Erscheinung zu bemerken, welche man eine Zunge hohen Druckes in den mittleren Breiten, um 50°, nennen kann, er vermindert sich von da aus sowohl nach Norden als auch nach Süden. Ich habe bereits oben bemerkt, daß eine ähnliche Erscheinung sich auch weiter nach Westen fortpflanzt, ich nannte sie die große Achse des Festlandes.*)

Es ist wichtig, die Beziehung der westlichen Mongolei zu Westsibirien zu betrachten. Die erstere besteht, wie bekannt, aus einer ganzen Reihe von Hochebenen und Kesseln, die von Bergen umgeben und von Westsibirien durch den Altai und seine Ausläufer geschieden sind. Aus dem, was wir über das Klima dieses Teiles der Mongolei (besonders aus den Reisen von G. N. Potanin, der in Kobdo überwinterte) wissen, ist der Schluß zu ziehen, daß hier, wie auch in Ostsibirien, im Winter klares Wetter und Windstille herrscht — Bedingungen, welche den Anticyklonen günstig sind. Es unterliegt keinem Zweifel, daß der Druck hier ein hoher ist, wahrscheinlich höher als unter denselben Meridianen in Westsibirien, da die Berge den Abfluß der sehr trockenen und kalten Luft aus der Mongolei erschweren.

Allein die Westmongolei ist nicht von allen Seiten von hohen Bergen umgeben, und im Westen befinden sich zwei breite Pforten, durch welche die schwere, kalte Luft der mongolischen Hochebenen und Kessel nach Westsibirien und in die Ebenen Turans geraten kann: die bedeutendste ist zwischen dem Altai und Tarbagatai, am schwarzen Irtisch und die zweite im Süden von Tarbagatai am See Alakul. Es unterliegt keinem Zweifel, daß eine solche Luftbewegung existiert, wenn auch nicht mit solcher Beständigkeit, wie der Abfluß der kalten Luft zum Stillen Ozean.

Wenn wir zahlreiche barometrische Beobachtungen in West-

*) Siehe darüber auch die Abhandlung von Hoffmeyer, Zeit. f. Met. Bd. XIII, S. 344.

sibirien und Nivellements haben werden, so wird es sich wohl zeigen, daß der höchste Luftdruck dieses Landes am See Saisan und am oberen Irtisch existiert, d. h. in der Nähe dieser beiden Zugänge. Schon jetzt weist die allgemeine Richtung der Isobaren darauf hin. Von hier erniedrigt sich der Druck nach Westen und Süden und besonders schnell nach Norden.*)

In Westsibirien und sogar noch auf dem Jenissei herrschen im Winter südliche Winde, wobei ihre Richtung weiter nach Westen östlicher ist als z. B. in Kroßnojarsk und Barnaul. Dieses erklärt sich unter anderem auch dadurch, daß der Luftdruck in der Richtung des oberen Irtisch am höchsten ist, weiter östlich aber der Altai und Sajan eine bedeutende Schranke bilden, welche keinen Abfluß der Luft von der Mongolei nach Westsibirien erlaubt.

Am Jenissei ist die für Westsibirien charakteristische Erniedrigung des Luftdruckes in der Richtung nach Norden und Nordwesten sowohl im Jahresmittel, als besonders im Winter sichtbar. Man muß bemerken, daß der minusinskische Kreis von Westen, Süden und Osten von Bergen umgeben ist und sich deshalb schon zum Teil in den Verhältnissen der Kessel Ostsibiriens befindet, d. h. unter Bedingungen, die für einen hohen Luftdruck günstig sind. Der untere Lauf des Jenissei nähert sich in seinen klimatischen und topographischen Verhältnissen noch mehr dem Westen Sibiriens, er beginnt ungefähr bei 60° N. Br., dort wo das Bergland ungefähr 800 m. und höher über dem M.-N. endigt, das sich auf beiden Seiten des Jenissei von 58 bis 60° N. Br. befindet.**) Auch die Städte Jenisseisk und Kroßnojarsk haben ein Westsibirien ähnliches Klima, da die Gegend im Süden der oben genannten Länder nicht hoch ist.

Je weiter nach Osten, desto mehr Berge sind vorhanden oder wenigstens herrscht hügeliges koupiertes Terrain vor, desto mehr sind die Bedingungen für das Stagnieren der schweren, kalten Luft im Winter günstig. Im Gebiet von Jakutsk, sogar im Westen von der Lena, reichen die Berge weit über den 60° N. Br. hinaus, im Osten der Lena bis jenseits des Polarkreises;

*) Dies ist u. A. aus der hier gegebenen Karte der Isobaren des Januar zu sehen, besser freilich auf einer Karte größeren Maßstabes.

**) Siehe die Höhenkarte Sibiriens im 5. Bande der Sapiski für allgem. Geographie d. kais. russ. geograph. Ges.

es sind noch dazu Gebirge und Plateaus, die in Verbindung stehen mit höheren im Süden, und nicht isolierte Berggruppen, wie man sie z. B. auch auf der Taimyrhalbinsel antrifft. Sogar an der Lenamündung kann man das Land nicht eine Niederung nennen, besonders den nicht westlichen Teil des Delta.

Daher ist es höchst wahrscheinlich, daß die Januarisobare 780 mm bis zu der mittleren Lena reicht, und noch weiter nach Norden, etwa bis zur Waldgrenze, der Luftdruck im Winter hoch bleibt. Nur näher an den Arktischen Ozean, in der Tundra, finden wir den hochnordischen Typus des Luftdruckes, mit Maximum im Frühling und mit Isobaren nur wenig über 760 im Dezember und Januar. Wenn, bei so großen Gradienten wie im Innern und an der Küste im Winter, die Winde nicht besonders stark sind, so ist das unebene Terrain, wie auch die kalte Luft die Ursache davon, beides Ursachen, welche einer lebhaften Luftbewegung nicht günstig sind. Jedoch an der Küste walten im Winter Südwinde sehr vor, ein Beweis, daß der Luftdruck im Inneren höher ist.

Noch größer ist wahrscheinlich der Unterschied des Luftdruckes im Winter zwischen den Gegenden an dem Aldan und der Maja, östlichen Zuflüssen der Lena, und dem Ochotzkischen Meere.

In Bezug auf die Isobaren des Juli wissen wir für den nördlichen Teil des asiatischen Festlandes eben so wenig, als bezüglich der Isobaren des Januar. Im Sommer haben relativ kleine Differenzen des Luftdrucks eine große Bedeutung, dazu erzeugt bei höherer Temperatur des Sommers eine bestimmte Differenz des Luftdruckes stärkere Winde als im Winter, schon infolge der geringeren Dichte der Luft (Kap. 1), am Tage auch infolge der aufsteigenden Ströme (Kap. 11).

Es ist seit lange bekannt, daß im Innern des asiatischen Festlandes der Luftdruck im Sommer niedrig ist. Schon Dove vermutete, daß er die Ursache des Sommermonsuns in Indien wäre. Aber man muß auch den Einfluß der Gebirgsketten und der Hochebenen Asiens auf die Luftbewegung beachten. Indem sie Ebenen und niedrige Plateaus von einander trennen, schließen diese ungeheuren Höhen vollständig den Einfluß der Luftdruckdifferenzen auf die Winde aus, da sie als vollkommenes Hindernis

für die Winde dienen. Daher müssen folgende Gebiete des niedrigen Luftdruckes besonders betrachtet werden: 1. in Nordwestindien; 2. in Ostturkestan; 3. im südlichen Teile der Aralo-kaspischen Steppe. Bezüglich des nördlichen Teiles des Festlandes wird es immer wahrscheinlicher, daß besonders zwischen dem 50—56° in Ostsibirien auch im Sommer der Druck höher ist, als im Westen, wahrscheinlich ist in diesem der Einfluß der dichten Wälder Ostsibiriens zu sehen, welche der Erwärmung und Auflockerung der Luft viel weniger günstig sind, als die Steppen, welche in diesen Breiten in Westsibirien vorherrschen. Auch ist letzteres im Süden von noch wärmeren Steppen mit niedrigerem Luftdrucke durch keine Hindernisse getrennt, die Luft kann dorthin ungehindert abfließen.

In dieser Jahreszeit ist der Luftdruck auf allen umliegenden Meeren höher und die Luft bewegt sich ins Innere des Festlandes. Im Osten und Süden Asiens ist diese Bewegung sehr beständig, und infolge der Wärme der Meere der Sommer die Zeit der Wolken und Regen für diesen Teil des Festlandes.

In Westasien, von den Ufern des Mittelmeeres bis Mesopotamien, ruft die Verdünnung der Luft auf dem Kontinente ziemlich beständige Nordwestwinde im Sommer hervor, aber sie bringen keinen Regen, da sie vom kälteren Meere kommen.

In Westsibirien und den Aralo-kaspischen Steppen giebt es derartige beständige Winde im Sommer nicht, besonders nicht im ersteren.

Ich betrachte nun einige Hauptzüge in der Verteilung des Luftdruckes in den verschiedenen Jahreszeiten, mit der Zeit des gleichmäßiger verteilten Luftdruckes im Herbste anfangend.

Im Herbst, besonders im September und Oktober, vermindert sich der Luftdruck im Norden von mittleren Breiten zum Eismeer hin. Besonders im Oktober zeigt der Luftdruck einige Eigentümlichkeiten im Vergleich zum Sommer und Winter, sowohl in Westsibirien und Turan, wie in Europa. Den höchsten Druck findet man bereits auf dem Festlande, nicht auf dem Meere wie im Sommer, in Südrußland und den Aralo-kaspischen Steppen zwischen 45—50° zeigt sich ein selbständigeres Gebiet ähnlicher Art, als im Winter, wenn die Anticyklone Südrußlands und der mittleren Breiten von Europa überhaupt als ein Ausläufer der großen asiatischen Anticyklone zu betrachten ist. Die herbstliche Anti-

cyklone bringt auch nach Mitteleuropa nördlich von den Alpen, während auf dem Mittelmeer häufige Cyklonen erscheinen, auf dem Schwarzen Meer der Druck gleichfalls niedriger ist, als in Südrußland. Von hier nach Norden bis 55° und noch etwas weiter geht die Verminderung sehr langsam, aber von dort nach Norden relativ schnell zu den nordeuropäischen Meeren. Unter den Meridianen des Aralsees unter dem 50° ist der Luftdruck höher, als unter denselben Breiten im europäischen Rußland, aber unter dem 60° N. Br. ist fast kein Unterschied, weil in Westsibirien der Gradient nach Norden steiler ist.

Im Oktober ist die Cyklone auf dem Nordatlantischen Ozeane mit ihrem Ausläufer nördlich von Norwegen recht gut ausgebildet. Darin, wie auch in dem mehr hervortretenden niedrigeren Luftdrucke auf dem Mittelmeere, in West- und Zentraleuropa ist ein ziemlich bedeutender Unterschied gegen den September hin zu sehen. In letzterem Monate nimmt die mitteleuropäische Anticyklone einen größeren Raum ein, und die Gradienten zu den Meeren nach Nord und Süd sind viel kleiner als im Oktober. Der September ist die Zeit der Anticyklonen in Zentraleuropa mit der. sie begleitenden geringen Bewölkung und ruhigen Luft.

Im November nehmen die Isobaren in Osteuropa und Westasien noch mehr ein winterliches Ansehen an, die große Achse des Festlandes ist deutlich bezeichnet, im mittleren Transkaukasien (möglicher Weise überhaupt über dem Kaukasus) herrscht eine abgesonderte Anticyklone, der Luftdruck am Kaspischen Meer und Aralsee steigt rasch im Vergleich zum Oktober, wird im Dezember niedriger und steigt wieder im Januar. In diesen drei Monaten existiert überall im europäischen Rußland im Norden vom 52° ein ziemlich großer Gradient von S.S.E. nach N.N.W. und dies giebt Bedingungen, die für S.W.-Winde günstig sind, in der Nähe des Schwarzen Meeres ist der Gradient nach Süden gerichtet, aber weniger steil.

Im Nordwesten von Europa ist der Luftdruck im November weniger niedrig als im Oktober und Ostwinde häufiger. Dies ist besonders für Schottland und die benachbarten Gegenden von Buchan bewiesen worden.*)

*) Mean pressure and winds. Auch die neue Arbeit von Mohn über das Klima von Norwegen (Zeit. f. Met. XIX, 145) zeigt dies für die Meere westlich und nördlich von diesem Lande. 121 l. c.

Im Januar erreicht der Luftdruck auf den Nordeuropa nahen Meeren seinen niedrigsten Stand, nach den neuesten, genauesten Daten von Mohn ist er dann südwestlich von Island 745 und nördlich von Norwegen kaum über 750 mm. In diesem Monate finden wir die Isobare von über 780 auf einem großen Teile Ostsibiriens, über 770 in ganz Westsibirien, den Norden ausgenommen, dem Amurlande, der Mantschurei, dem nördlichen China, bis in das europäische Rußland reicht dann die Isobare 769. Die große Achse des Festlandes ist bis Frankreich und Spanien deutlich bezeichnet, ebenso auch der etwas niedrigere Luftdruck auf dem Mittelmeer, namentlich auf dessen westlichem Teile.

Vom Februar an wird der Gradient nach Norden geringer.

Im März und besonders im April sind die Isobaren noch weniger gedrängt, aber im Süden bemerkt man eine Erniedrigung des Luftdruckes nach dem Mittelmeer hin. Aber dennoch ist sogar im April ein deutlicher Zusammenhang des hohen Luftdruckes in Südostrußland mit dem in Ostsibirien existierenden bemerkbar, bis Westrußland kann man immer noch die große Achse des Festlandes verfolgen. Nur in Mitteleuropa nimmt sie eine mehr nördliche Lage an, indem sie sich nicht in der Umgegend der Alpen, sondern in Mitteldeutschland findet. Der größere Teil Mitteleuropas hat den niedrigsten Luftdruck im Jahre im März und April.

Im hohen Norden steigt der Luftdruck noch immer, daher finden wir in Europa immer weniger südliche, immer mehr nördliche Winde.

Im Mai unterscheidet sich der Luftdruck schon wesentlich von dem im Winter und eine Anticyklone mit einem Luftdruck von ungefähr 761 mm in Mittelrußland ist von der baikalischen durch einen relativ niedrigen Luftdruck in den Kirgisensteppen geschieden. Gleichzeitig ist der Luftdruck im Norden Europas im Mai höher, als in den anderen Monaten. Im Mai ist die gleichmäßigste Verteilung des Luftdruckes im Laufe des Jahres in Rußland wie überhaupt in Europa. Neben der Anticyklone in Mittelrußland reicht eine andere von Nordwest aus bis Mitteldeutschland, während ein niedrigerer Druck die ungarische Ebene einnimmt. Ich erwähnte schon früher, daß fast jedes Jahr um Mitte Mai Ungarn sich so rasch erwärmt, indem dort eine bedeutende Verringerung des Luft-

druckes wahrgenommen wird, während er im Nordosten Europas hoch ist.

Im Juni und Juli dauert ein ziemlich hoher Luftdruck in Norddeutschland fort, indem er sich ein wenig nach Süden bewegt. Auf der russischen Ebene erniedrigt sich der Luftdruck überhaupt von Westen nach Osten, aber wenig, wobei sich die Isobaren 760, 759 und 758 etwas mehr nach Osten in der mittleren Zone Rußlands bewegen, als im Norden und Süden, anders gesagt, von der Westgrenze fast bis zur unteren Wolga und Kama zwischen 48° — 60° N. Br. ist der Luftdruck höher, als im fernen Norden und im fernen Süden. Dies ist jedenfalls ein Ausläufer des hohen sommerlichen Luftdruckes auf dem Atlantischen Ozeane.

In Asien ist im Juli der Luftdruck am niedrigsten, das Gebiet niedrigen Druckes, welches auch auf Europa wirken kann, ist das aralokaspische, im Süden desselben findet sich wahrscheinlich die Isobare 752. Das ostturkestanische und indische Depressionsgebiet haben auf die Luftzirkulation in Europa keinen Einfluß, das erstere ist aber für den nördlichen Teil der alten Welt wichtig, weil es die Luft vom pazifischen Ozeane anzieht und den feuchten Sommermonsun Ostasiens erzeugt.

Höchst bemerkenswert ist die rasche Abnahme des Luftdruckes von Mai zu Juni im hohen Norden. Sie fällt zeitlich und wohl ursächlich zusammen mit dem Übergange der Temperatur von — zu +. Die Verminderung des Luftdruckes ist sehr deutlich bis südlich vom 60° N. Br. zu spüren, ganz besonders stark ist sie an der Nordküste von Ostsibirien.

Der August bildet den Übergang vom Juli zum September und zeichnet sich nicht durch besonders scharfe Merkmale aus.

Im September ist die Verteilung des Luftdruckes im europäischen Rußland ziemlich ähnlich derjenigen des Mai, wenigstens bis 55°, aber er ist überhaupt höher, und die Anticyclone bewegt sich weit nach Westen bis Ostdeutschland. Ein Unterschied besteht noch darin, daß die Veränderlichkeit des Luftdruckes im September geringer ist, als im Mai, so daß die Anticyklonen andauernder sind, wiewohl der Luftdruck in ihrem Zentrum selten 770 mm übersteigt, was von der hohen Temperatur der Luft

abhängt. Nördlich von 55° vermindert sich der Luftdruck rascher nach Norden hin, als im Mai. Ich bemerke, daß auch dieses Gebiet niedrigen Luftdruckes, wie auch die große Achse des Kontinentes, nicht die Richtung von Osten nach Westen, sondern eher von Ostnordost nach Westsüdwest hat. Wie in diesem Gebiete niedrigen Luftdruckes, so ist auch im Gebiete des hohen (der großen Achse des Festlandes) der Luftdruck im Zentrum je weiter nach Osten, desto höher.

Noch erwähne ich, daß in Europa und Westsibirien bei der Veränderlichkeit des Druckes der Gradient sehr selten lange nach einer Seite gerichtet ist, folglich existieren keine Bedingungen für Winde von der Art der Passatwinde oder Monsune; die Winde sind überhaupt veränderlich. In den Monaten von November bis Februar existieren mehr Bedingungen für beständige Winde, da in diesen Monaten die Isobaren sich drängen, aber in diesen Monaten ist die Veränderlichkeit des Klimas am größten. In anderen Monaten, besonders von Mai bis September, liegen die Isobaren weiter auseinander, aber die Veränderlichkeit ist viel geringer, als im Winter.

Was den jährlichen Gang des Luftdruckes betrifft, so bietet das betrachtete Gebiet selbstverständlich eine große Verschiedenheit in dieser Beziehung dar. Es unterliegt keinem Zweifel, daß auf der Murmanküste, auf der Grenze mit Norwegen noch ein Typus des Druckes, ähnlich dem in Hammerfest beobachteten, herrscht, d. h. der niedrigsten im Winter, der höchsten im Mai, bei einer großen Differenz zwischen beiden Monaten (bis 7 mm). Im Süden und Osten davon, d. h. im nördlichen Finnland und an den Ufern des Weißen Meeres, fällt immer noch das Maximum auf den Mai oder die zwei benachbarten Monate, aber im Winter ist der Druck schon lange nicht so niedrig, so daß die Jahresamplitude viel geringer ist. Noch etwas mehr nach Süden, z. B. in Petersburg, fällt das Maximum schon auf den Januar, das Minimum auf den Juli, dieses kann man den „kontinentalen Typus" nennen, derselbe herrscht in einem großen Teile des europäischen Rußlands und Sibiriens. Je weiter nach Osten, desto größer ist der Unterschied zwischen dem Winter und Sommer, besonders zwischen dem Januar und Juli. Auf das Meeresniveau bezogen vergrößert sich dieser Unterschied,

da hierbei auch hypothetiſch die Schichten der Luft eingeſchloſſen werden, deren Temperatur ſich ſehr ſtark vom Sommer zum Winter verändert.

Auf der Grenze Rußlands und Norwegens iſt der Luftdruck um $12_{,2}$ mm im Jahre niedriger und um $25_{,1}$ im Januar, als in Irkutsk, deſſen Höhe über dem Meere vollkommen genau beſtimmt iſt.*) Auf dieſe Weiſe trifft man in den Grenzen Rußlands mehr als $^5/_7$ der Druckſchwankungen für ganze Monate, die auf der nördlichen Halbkugel bekannt ſind.

*) Vergleichen wir letzteres mit dem Gebiete niedrigen Luftdruckes bei Island, ſo ſteigt die Differenz auf über 16 mm im Jahre und etwa 35 mm im Januar.

Kapitel 25.

West- und Zentraleuropa.

Ich habe schon früher die Luftdruckverhältnisse des nördlichen Teiles der alten Welt betrachtet und im Kapitel 23 auch die anderen klimatischen Verhältnisse des Südens unseres Erdteiles, welcher zusammen mit Nordafrika und Vorderasien zum Mittelmeergebiete gehört. Dieses kann also als das erste Klimagebiet unseres Erdteils gelten.

Es ist von den anderen meistens ziemlich scharf durch hohe Bergketten getrennt; außerdem kann man noch annehmen:

2. das Klima von Osteuropa oder der großen russischen Ebene, anders ausgedrückt, das Kontinentalklima Europas;

3. das Klima von Westeuropa oder das ozeanische (atlantische) Klimagebiet und zwischen den beiden letztern:

4. das Klima von Mitteleuropa oder das Übergangsklima von dem kontinentalen zum ozeanischen. Endlich:

5. das Klima des hohen Nordens von Europa. Die letztere Provinz ist schon früher betrachtet worden, die 2., 3., 4. Klimaprovinz sind keineswegs geographisch scharf geschieden, so daß die Übergänge ganz allmähliche sind und also eine ziemlich große Willkür in der Abgrenzung zulassen; da außerdem das atlantische Klima auf dem Festlande keinen bedeutenden Raum einnimmt und auf großen Strecken sich mit demjenigen von Zentraleuropa berührt, so will ich beide zusammen betrachten.

Das atlantische Klima oder dasjenige von Westeuropa wird

dadurch charakterisiert, daß der Luftdruck rasch von S. nach N. abnimmt, namentlich vom September bis März; so daß in den nördlichen Teilen der Region eine große, jährliche Amplitude des Luftdrucks entsteht, der niedrigste im Januar, der höchste im Mai. Westwinde herrschen vor, besonders im Herbst und Winter, am wenigsten im April und Mai. Die Temperatur ist gemäßigt, nimmt langsam nach N. ab und ist im Norden der Region für die Breite sehr hoch. Das Jahresmittel schwankt von 1^0—13.5^0, der Juli von 12.5^0—21^0, der Januar von -6^0 bis 8^0. Die jährliche Amplitude ist nicht über 16^0, im typischen atlantischen Klima sogar unter 11^0. Die Luftfeuchtigkeit ist groß in allen Jahreszeiten, am meisten im Spätherbst und Winter, am kleinsten im April und Mai. Die Bewölkung ist in allen Monaten bedeutend, nördlich vom 55^0 N. Br. hat kein einziger Monat weniger als 60. Die ergiebigsten Niederschläge fallen im Spätherbst und Winter, namentlich von Oktober bis Januar; der Sommer, namentlich aber die Monate April bis Juli, sind ärmer an Niederschlägen, wobei jedoch nirgends etwas ähnliches wie die sommerliche Regenarmut des subtropischen Klimas zu finden ist. Die Regen sind gewöhnlich lang andauernd, sogenannte Landregen häufig, selbst im Sommer, wenn auch heftige Regen nicht selten sind. Die Gewitter fehlen auch im Winter nicht und treten in Begleitung heftiger Cyklonen auf, und zwar je weiter nach N.W., desto häufiger sind die Gewitter im Herbst und Winter, desto seltener im Sommer.

Das Klima van Zentraleuropa ist kurz als ein Übergang vom atlantischen zu demjenigen Rußlands zu charakterisieren. Die jährliche Amplitude beträgt 16^0—23^0, am Meeresufer nicht über 20^0. Im jährlichen Gange der relativen Feuchtigkeit und Bewölkung ist ein größerer Unterschied als im atlantischen Klima. Im Sommer ist die mittlere Bewölkung 50 oder darunter, im Winter und Spätherbst, einige Gebirgsgegenden ausgenommen, über 70. Je weiter ins Innere des Kontinentes, desto mehr walten Sommerregen vor, näher an der Küste Herbstregen.

Das atlantische Klima grenzt an das zentraleuropäische auf einer langen Linie von N.W.-Spanien bis zur Westküste von Norwegen.

Die Südgrenze des mitteleuropäischen Klimas habe ich schon

wäre etwa an der
Norwegen haben ein
jährliche Amplitude

und selbst die Ebenen
chen Amplitude und
en Klima.
chwankung von über
, weil sie von dem
ist, und im Gebirge

ht der Windrichtung

Sommer.

	N.	N.E.	E.	S.E.	S.	S.W.	W.	N.W.
	11	8	9	9	16	17	*18*	14
	4	18	*26*	12	11	11	9	9
	11	11	7	10	10	*23*	19	10
	10	13	5	6	9	*36*	14	7
	10	9	7	5	9	27	20	13
	11	10	5	5	11	21	*24*	13
	9	10	8	5	5	15	27	21
	34	4	3	3	20	10	11	14
	23	15	7	4	11	16	13	11
	7	7	6	9	6	14	20	22
	3	7	6	10	3	24	23	23
	9	8	7	6	9	20	*23*	17
	10	10	9	9	8	13	*23*	20
	13	7	7	5	8	18	*25*	17
	15	13	7	8	9	10	18	*20*
	13	12	4	11	9	*28*	12	12

n Island N.E.- und
Lage, nördlich von
ar. Auf den Inseln
schon die S.W.-Winde
land in Belgien. Nach
alten der S.W.-Winde

weniger ausgeprägt und zwar darum, weil der mittlere Gradient nach N. bei weitem nicht so groß ist. Schon im nördlichen Zentraleuropa ist eine etwas nördlichere Richtung der Winde im Sommer als im Winter bemerkbar, was, wie schon früher erklärt, durch die verschiedene Lage der Gegenden hohen und namentlich niedrigen Luftdrucks erklärt wird. Im Sommer wirkt schon der niedrige Luftdruck im Innern des Kontinents.

Das mittlere und östliche Frankreich, die Schweiz, die österreichischen Alpen, Böhmen und Mähren sind schon nahe der Grenze der vorwaltenden W.-Winde Europas. Daher und auch weil die Windrichtung durch Gebirge beeinflußt wird, treten hier weniger scharf ausgeprägte Windrichtungen auf.

In allen Teilen des betrachteten Gebiets hat der Frühling, namentlich der April und Mai, eine mehr nördliche Windrichtung, als die anderen Monate, weil zu dieser Zeit, namentlich im Mai, der Luftdruck nach N. am langsamsten abnimmt, und Nord- und Nordwesteuropa den höchsten Luftdruck im Jahre haben, während im Süden häufige Depressionszentra vorbeigehen. Wenn nach warmen Tagen im Frühling bei vorgeschrittener Vegetation kalte, trockene N.-Winde einfallen, so bringen sie oft Schaden durch Nachtfröste, daher ist es natürlich, daß diese sogenannten Kälterückfälle eine große Beachtung fanden und zahlreiche Untersuchungen hervorriefen, auf welche ich hier nicht näher eingehen kann.

Ich schreite nun zu der Charakteristik einzelner Gebiete von Zentraleuropa.

Frankreich ist in Bezug auf das Klima sehr verschiedenartig, wiewohl im Innern desselben keine hohen Gebirge vorhanden sind, nur an den S.E.- und S.W.-Grenzen erheben sich die Alpen und Pyrenäen. Ein Teil Südfrankreichs ist bereits im Kapitel 23 erwähnt worden. Im Westen des Mittelländischen Meeres ist das Klima gemäßigter und feuchter und Südwestfrankreich am Busen von Biscaya ist sehr ähnlich den Nordufern Spaniens. In der Mitte zwischen beiden Meeren, am mittleren Lauf der Garonne (Toulouse), ist das Klima in einigen Verhältnissen ziemlich ähnlich dem der lombardischen Ebene, nur ist der Winter wärmer, der Sommer kühler; wie in der Lombardei sind die regenreichsten Monate der Mai und der Oktober, und der Sommer ist keines-

wegs so trocken wie am Mittelmeer in derselben Breite. Die reichlichen Regen im Mai und sogar im Juni sind dem Mais günstig, welcher hier sehr gut gedeiht. Dies ist eine weitere Ähnlichkeit mit der Lombardei.

Die Halbinsel der Bretagne, die weit in das Meer hinein reicht und ziemlich uneben ist, hat das maritimste Klima auf dem europäischen Festlande, mit Ausnahme des westlichen Norwegen. Der Winter ist nicht kälter als in Marseille, so daß viele Pflanzen des Südens das Klima vertragen und vorzüglich gedeihen, z. B. der Lorbeerbaum, die Myrthe, die immergrüne Eiche, die Yucca u. s. w. Aber der Sommer ist so kühl und feucht, daß die Weintraube nicht reift. Es regnet viel, aber nicht so viel wie in der Nähe der Pyrenäen und Landregen herrschen entschieden vor.

Ich bemerke hier beiläufig, daß das Seeklima im fernen Westen Europas, von 43° — 59° N. Br., in drei Hauptabteilungen zerfällt. Die Wintertemperatur ist wegen der Nähe des Meeres und der vorwaltenden W.-Winde weniger verschieden, als diejenige des Sommers, die Länge der warmen Jahreszeit, die Bewölkung und der Sonnenschein. Von der N.-W.-Spitze Spaniens bis zu den Hebriden sinkt die Temperatur des kältesten Monats nur von 10° auf 6°, diejenige des Juli aber von 20° auf 14°.

Im südlichen Teile dieser Region, von der Westküste Spaniens bis zur Loiremündung, werden noch der Weinstock und der Mais im großen angebaut. Dies allein beweist, daß es 6—7 warme Monate giebt mit ziemlich viel Sonnenschein und nicht übermäßiger Luftfeuchtigkeit.

Die mittlere Region begreift die Bretagne, die Normandie, S.-W.-England, Wallis und den größeren Teil Irlands. Hier reifen Weinstock und Mais nicht mehr, aber Weizen wird noch angebaut, obgleich der feuchte, wolkige Sommer nicht besonders günstig für ihn ist. Desto günstiger sind die klimatischen Verhältnisse für Hafer, Gerste und namentlich für die Wiesen. Noch Valentia in W.-Irland hat 7 Monate über 10°. Dies bei beständiger großer Luftfeuchtigkeit ist einem üppigen Wachstum der Gramineen und Leguminosen, namentlich der Entwickelung ihrer grünen Teile günstig. Mit vollem Rechte wird Irland „Emerald-

island" genannt und hat einen Kleezweig in seinem Wappen. Auch das südwestliche England ist ein Land üppiger Wiesen.

Die nördliche Region begreift den äußersten N.-W. von Irland, das westliche Schottland und die benachbarten Inseln. Hier ist der Sommer noch kühler und feuchter, die Regen noch häufiger, die sonnigen Tage noch seltener. (Siehe auch die Tabelle am Ende des Kap. 2.) Weizen wird wenig gebaut, im N. der Region gar nicht, das Hauptgetreide ist — Hafer.

Außer diesen drei Gebieten des atlantischen Klimas kann man noch den fernen Süden hinzufügen, d. h. Portugal mit den Azoren, wo das Klima so warm ist und so viel Sonnenlicht vorhanden ist, daß Apfelsinen und Zitronen reif werden, und den fernen Norden, d. h. die Shetlands- und Färöinseln, die schon außerhalb des Gebietes des Landbaues liegen, weil die Wärme in den Sommermonaten nicht hinreicht.

Ich kehre zu Frankreich zurück. Im Osten der Bretagne wird das Klima weniger feucht, im Sommer wärmer, im Winter kälter, selbst am Ufer des Meeres. Noch kontinentaler ist das Klima von Paris, wo die Jahresamplitude mehr als 16° beträgt und der Januar kälter als auf den Shetlandsinseln ist. Hier regnet es schon etwas mehr in den warmen Monaten des Jahres, von Mai bis Oktober, während noch in der Normandie, und noch mehr in der Bretagne Herbstregen vorherrschen; im ganzen gehören die Ebenen um Paris (Beauce und Brie) ebenso wie der ebenere Teil Burgunds zu den Gegenden der Erde, wo die Niederschläge am gleichmäßigsten auf die Monate verteilt sind.

Der ganze Raum von Paris bis zu den Pyrenäen besteht aus Ebenen oder niedrigen Hügeln. Ungeachtet des freien Zutritts der Winde vom Meere her ist die Menge der Niederschläge nicht groß, etwa 55 bis 70 cm im Jahr, und ziemlich gleichmäßig über die Monate verteilt. Am meisten regnet es im Mai und Oktober. Etwas nach Osten, auf den niedrigen Bergen und auf den Hochplateaus von Zentralfrankreich — giebt es sehr regenreiche Gegenden, z. B. im Morvan am oberen Lauf der Seine*) und besonders an der oberen Loire und ihren Zu-

*) Siehe das große Werk von Belgrand „la Seine".

flüssen. Hier sind zudem noch die Platzregen häufig und besonders nach der Ausrottung der Wälder die Überschwemmungen verderblich. Sie sind noch gefährlicher an den südlichen Abhängen der Berge Zentralfrankreichs, im Bassin der Rhone und der Flüsse im Westen von ihr. Der Schaden durch die Wildbäche ist so groß geworden, daß in den letzten 20 Jahren in Frankreich gar großartige, viele Millionen kostende Arbeiten zur Wiederbewaldung der Berge und Wiederherstellung des Graswuchses unternommen wurden.*)

Zentralfrankreich hat eine verhältnismäßig rauhe Temperatur, da es im ganzen ziemlich hoch liegt (über die Temperaturabnahme mit der Höhe siehe Kapitel 11). Gegen den Süden, d. h. die Ufer des Mittelmeeres und das Rhonethal ist die Zunahme der Temperatur groß, und zwar nicht nur, weil in dieser Richtung die Höhe über dem Meeresniveau abnimmt; in dieser Richtung ist häufig, namentlich im Winter, der Unterschied der Temperatur so groß, daß er einem labilen Gleichgewichte entspricht, und die heftigen N.- und N.W.-Winde in Südfrankreich (Mistral) sind also der Bora des Adriatischen und Schwarzen Meeres analog, nur daß die Richtung etwas verschieden ist.

Die Niederung Westeuropas, d. h. Nordfrankreich, der größere Teil Belgiens und die Niederlande, ist viel feuchter als Zentralfrankreich, wiewohl hier meistens nicht mehr als 90 cm Regen im Jahre fällt, aber hier giebt es mehr Regentage, häufige Landregen, eine größere Bewölkung und Feuchtigkeit der Luft.

Das Klima des östlichen Teiles von England und Schottland ist ziemlich ähnlich dem, welches in den Niederungen Westeuropas existiert, nur die Winter sind noch gemäßigter, als dort; es liegt dieses daran, daß, bevor die kalte Luft aus Rußland England erreicht, sie sich über dem deutschen Meere und dem Kanal la Manche erwärmt. Der Sommer ist hier wärmer als in Westengland und das Klima ist für das Getreide günstiger, so daß mehr Weizen gesät wird, als im Westen. Wahrscheinlich haben auch die warmen Sommerregen mit Gewittern eine Bedeutung. Aus Tabelle IV und der graphi-

*) Service du reboisement et du gazonnement des montagnes.

schen Tabelle XI ist zu ersehen, daß es im Osten Englands im Sommer relativ mehr regnet. In Westengland und Schottland, besonders im Westen der Berge, herrschen die Niederschläge vom Oktober bis zum Januar vor und hier sind örtlich bis 300 ja sogar 400 cm im Jahre beobachtet worden. Man überschätze jedoch die Bedeutung dieser Thatsache nicht. Nirgends am Ufer des Meeres, in der Ebene, fallen mehr als 100 cm und man erhält sehr große Mengen an solchen Orten, wo die topographische Lage besonders günstig für eine große Regenmenge ist. In England giebt es mehr als 2000 Stationen mit Regenmessern, manche Regenmesser stehen sogar von den Wohnungen entfernt. Hier bemühte man sich, die Bedingungen, die am günstigsten für die reichlichen Niederschläge sind, zu studieren.

Die regenreichsten Gebiete befinden sich in den Gebirgen des westlichen Schottland und des westlichen England, dann in denjenigen von Wallis und Cornwallis. Nach Buchan ist in Schottland das regenreiche Gebiet viel ausgedehnter, als in England, selbst in dessen regenreichem Seengebiete.

In Irland ist die Regenmenge viel gleichmäßiger verteilt, als in England und Schottland, denn diese Insel ist dem Atlantischen Ozeane viel näher, und es fehlen hohe, zusammenhängende Gebirge. Daher eine große, ziemlich gleichmäßig über die Insel verteilte Feuchtigkeit und Regenmenge, welche bei dem gleichmäßig warmen Klima den Wiesen ganz besonders günstig ist.

Die Bewölkung ist in Großbritannien bedeutend, und zwar in allen Monaten (siehe auch das Ende des Kap. 2). Sie nimmt nach Süden ab, so daß die Inseln im Norden und Westen von Schottland die größte, die Südküste von England die kleinste hat. Im Spätherbst und Winter ist Großbritannien in dieser Hinsicht von den Ebenen von Ost- und Zentraleuropa wenig verschieden, wohl aber im Sommer, wenn im Innern des Kontinentes die Bewölkung bedeutend kleiner ist.

Island steht seinem Klima und seiner Lage nach in Europa allein da. Im Innern der Insel sind hohe Berge und ausgedehnte Hochebenen, auch Gletscher kommen vor, aber nicht so große Eisdecken wie in Grönland. Island liegt schon im Norden vom Gebiet des niedrigen Luftdruckes des Atlantischen Ozeans und es herrschen Nordost- und Ostwinde vor. Aber der

Winter ist nicht kalt, da diese Winde über das offene Meer wehen. Dafür ist der Sommer kühl und der Feldbau nicht vorhanden. Das Klima Islands ist sehr veränderlich, wobei dieses zum Teil von einem Grunde abhängt, der nicht in den Teilen Europas existiert, die wir bis jetzt betrachtet haben: die Eismassen, die sich beständig längs des Ostens von Grönland bewegen, werden zuweilen nach Island verschlagen und setzen sich auf lange an seinen Nordufern fest. Dann ziehen die kalten Ostwinde über das Eis und bringen eine sehr niedrige Temperatur mit (über das Klima Grönlands siehe Kap. 18). In diesen Jahren ist sowohl der Frühling als der Sommer kalt und der Schnee liegt sehr lange.

In Island fehlen schon vollständig die warmen Sommertage, nur im Südwesten beobachtete man einmal eine Temperatur von 20,8°. Eine der charakteristischen Erscheinungen im Innern der Kontinente, die Sommergewitter, sind vollständig unbekannt in Island, aber im Spätherbst und im Winter kommen Gewitter bei starken Cyklonen vor.

Island liefert ein Beispiel dafür, wie wenig man über das Klima eines Landes allein nach der mittleren Temperatur des Jahres urteilen kann. Noch in Stykkisholm im Norden der Insel ist sie $2_{.8}^{0}$, d. h. dieselbe wie in Kasan und höher als in ganz Sibirien. Während dessen reift in Island sogar die Gerste nicht, aber im südlichen Sibirien reifen Weizen und Wassermelonen gut.

Ich gehe nun zu der Skandinavischen Halbinsel über, welche die höchsten Berge Westeuropas hat. Es ist ein Übergangsgebiet in klimatischer Hinsicht. Der nördlichste Teil Norwegens gehört schon zum hohen Norden, der Westen dieses Landes zu Westeuropa, ein großer Teil des Innern von Schweden, namentlich des nördlichen, hat russisches Klima, während Südschweden wie Dänemark ein zentraleuropäisches Klima besitzen.

Es ist verständlich, daß eine so hohe Bergkette einen großen Einfluß auf das Klima haben muß. Im Westen von den Bergen, im Westnorwegen ist die Temperatur des Jahres und besonders des Winters höher, als im Osten, das Klima ist feuchter, die Niederschläge sind ergiebiger und sie fallen am meisten im Herbst und Winter.

Das Westufer Norwegens ist schon lange bekannt als eine der regenreichsten Gegenden der Erdkugel. An einigen Orten an den Ufern des Meeres fallen mehr als 150 cm im Jahre und es unterliegt keinem Zweifel, daß wenn hier ein ebenso dichtes Netz von Stationen wäre, wie im Westen Großbritanniens, man Orte mit 300 und mehr cm im Jahre finden würde. Infolge dessen, daß in das Land enge und tiefe Busen mit steilen Ufern (Fjorde) einschneiden, begegnet man bisweilen sogar am Ufer des Meeres großen Unterschieden in der Menge der Niederschläge, z. B. hat Dommesten 195 cm, Bergen 172 cm, Leirirdal im Sognefjord 40 cm. Sogar im Norden des Polarkreises in Lödingen fallen 117 cm.

Auch in den inneren Thälern und auf den Plateaus des südlichen Norwegen ist die jährliche Menge der Niederschläge gering, selbst unter 40 cm. Hier fällt am meisten Regen im Sommer, besonders im August, also wie in denselben Breiten in Rußland, während an der Wüstküste, wie auch im Westen von England und Schottland, Herbst und Winter die regenreichsten Zeiten sind. Nach den vorhandenen Beobachtungen ist die Bewölkung in den inneren Thälern Norwegens bei weitem nicht so groß in den Monaten vom November bis März, als über der russischen Ebene. Die Westküste zeichnet sich durch eine große, ziemlich gleichmäßig verteilte Bewölkung aus.*)

An den Westabhängen der Berge, besonders zwischen dem 60°—63° N. Br., sammeln sich große Schneemassen an und Gletscher senken sich ziemlich tief hinab, ungeachtet dessen, daß Westnorwegen das wärmste Land der Erde unter derselben Breite ist. Am Ufer des Meeres hat der Januar eine Temperatur über 0° bis 65° N. Br.

Die Ursache dieser großen Wärme ist darin zu suchen, daß längs der Küsten Norwegens eine warme Strömung fließt und bis 75° N. Br. kein Eis vorhanden ist. Wiewohl im Winter häufiger Winde von Osten wehen, d. h. aus dem Innern des Landes, sind sie doch schwach und können dazu keine besonders niedrigen Temperaturen bringen, da sie absteigende sind (siehe Kapitel 1). West- und Südwestwinde sind, wiewohl sie nicht

*) Neuere Abeiten über das Klima Norwegens wurden von Mohn geliefert. Zeit. f. Met. 1883, 84, 85.

so häufig vorkommen, doch viel heftiger und bringen warme Luft vom Meere mit.

Östlich von den Bergen, nicht nur in Schweden, sondern auch in den inneren Thälern und auf den Hochebenen Norwegens ist das Klima kontinental, der Winter rauh, der Sommer relativ warm, z. B. in Tönset $62^1/_2{}^0$ N. Br., 485 m über dem Meer, hat der Januar -13.5^0, der Juli 12.8^0, in Aalesund, an der Küste $62^1/_2{}^0$ N. Br., der Januar 1.6^0, der Juli 13.6^0. Also in diesem Falle eine Amplitude von 26^0, im zweiten nur von 11^0.

In Schweden giebt es keine derartigen scharfen Unterschiede auf einem kleinen Raume, wie in Norwegen. Nördlich vom 62^0 stellt dieses Land von Westen nach Osten den Abhang der skandinavischen Berge dar, dann eine mehr ebene Gegend, die sich allmählich zum Baltischen Meere senkt und viele Seen hat. Weiter nach Süden, zwischen 59^0—62^0 ist Schweden von den Bergen des östlichen Norwegen getrennt und endlich giebt es im südlichsten Teile des Landes, zwischen 55^0—58^0, keine Berge mehr, die es von dem Einfluß des Ozeanes isolieren, denn gerade im Westen und Süden befindet sich das Meer (Skagerrak, Kattegat und das Baltische Meer). Daher ist es klar, daß das Klima von Südschweden weniger kontinental sein muß, als das Klima des nördlichen, dazu verengert sich noch im Süden die skandinavische Halbinsel bedeutend.

Daher die Erscheinung, daß die Temperatur des Winters rasch in der Richtung nach Norden abnimmt, während sich an dem Westufer Europas und im europäischen Rußland die Temperatur des Winteres unter denselben Breiten langsam verändert. Zwischen Kalmar und Haparanda, d. h. Orten, die am Baltischen Meere liegen, ist die Temperaturdifferenz im Januar $12.^0$, der Breiteunterschied 9^0 11', folglich auf 1^0 Breite 1.2^0 C., unter dem Meridian von Kasan aber ist die Temperaturdifferenz im Winter annähernd 0.5^0 C. auf 1^0 Breite. In dieser Beziehung erinnert das Ostufer Skandinaviens an das Ostufer Grönlands, wie dort, ist auch in Schweden der kälteste Wind nicht Nordost, sondern Nord und Nordwest.

Nicht nur im fernen Norden Schwedens, sondern noch unter dem 60^0 N. Br. kommen sehr rauhe Winter vor, z. B. im

Januar 1875 beobachtete man $-39{,}5^{\circ}$ in Upsala*). Die stärkste Kälte kommt bei schwachen Winden und klarem Wetter vor, dann ist der Luftdruck im Innern der Halbinsel höher als auf den benachbarten Meeren. Auch im Innern Norwegens, in Höhen von 300—700 m, kommen sehr niedrige Temperaturen unter diesen Bedingungen vor. Man muß jedoch beachten, daß dieses Ausnahmen sind, die mittlere Temperatur in Schweden ist höher als im europäischen Rußland unter denselben Breiten. In Skandinavien finden wir den wärmsten Sommer der Breiten von 60° bis 70° auf der Erdkugel, mit Ausnahme einiger Teile Sibiriens, und infolge dessen dringt auch bei relativ warmem Winter der Land- und Gartenbau in Norwegen weiter nach Norden, als sonst irgendwo. Es kommt dieses auch daher, daß die Meere im Westen und Norden Skandinaviens die wärmsten der betreffenden Breiten sind, auf ihnen kommt sogar kein schwimmendes Eis vor. Dazu sind die Orte im Innern der Fjorde Norwegens durch Berge geschützt, die Reflexion der Sonnenstrahlen von den Felsen erhöht noch die Temperatur.

Schweden hat in der Nachbarschaft ein Meer, das zum Teil gefriert, aber auch dort hält sich das Eis nicht lange und verschwindet sogar im Juni aus dem Bottnischen Meerbusen, so daß es bei weitem die Temperatur des Sommers nicht so abkühlen kann, wie das Weiße Meer und besonders der Obbusen. In Schweden reichen der Land- und Gartenbau nicht bis zu so hohen Breiten wie in Norwegen, weil sich im Norden des Bottnischen Meerbusens ein ziemlich hohes Plateau befindet, wo freilich die Mitte des Sommers warm ist, jedoch die Verhältnisse der nächtlichen Abkühlung so günstig sind, daß die frostfreie Zeit sehr kurz ist.

Was im Kapitel 8 über die in Upsala während klarer Sommernächte gemachten Beobachtungen bemerkt wurde, giebt uns einen Begriff davon, daß in dieser Zeit das Klima ziemlich kontinental ist, und in der That ist die Gefahr vor Nachtfrösten vom April bis September in Schweden nicht geringer, als in Rußland unter denselben Breiten.

Die Menge der Niederschläge ist in Schweden größer, als auf der Hochebene Norwegens, und viel geringer, als auf dem

*) Rubenson, Zeit. f. Met. Bd. X, pag. 126.

Westufer desselben. In Südwesten fällt ungefähr 72 cm im Jahre, im Innern und auf dem Ostufer bis 63° N. Br. von 43 bis 55 cm, weiter nach Norden ungefähr 41 cm. In Schweden herrschen schon die Sommerregen vor, der regenreichste Monat ist der August. Im September und Oktober regnet es ebenfalls viel, die wenigsten Niederschläge fallen im Februar und März (siehe Tab. IV).

Die Bewölkung in Schweden ist ähnlich der in Rußland unter denselben Breiten beobachteten.

Dänemark, als ein kleines und nicht gebirgiges Land, hat ein Klima, das zwischen dem Norddeutschlands und dem des südlichen Teiles der skandinavischen Halbinsel, besonders Südwestschwedens, liegt. Merkwürdig ist, daß sogar hier, in den Wintern, in denen das Minimum im Norden von Norwegen verschwindet und die Luftbewegung schwach ist, im Innern der Halbinsel Jütland und der Inseln die mittlere Temperatur eines ganzen Monats um 4° oder 5° niedriger sein kann als am Ufer.

Deutschland hat, trotzdem es ausgedehnter ist als Frankreich, ein gleichförmigeres Klima. Dieses hängt davon ab, daß die hohen Berge sich nur an der Südgrenze befinden und das Land nach den südlichen Meeren Europas durchaus nicht offen ist, sondern nur zu den nördlichen und westlichen. Was die Temperatur anbetrifft, so vermindert sich der Unterschied zwischen dem Norden und Süden noch dadurch, daß im Norden eine Tiefebene, im Süden aber — wenigstens nördlich von den Alpen — eine Hochebene ist.

Der wärmste Teil Deutschlands ist das Rheinthal, zwischen Basel und Koblenz, und die Thäler der Flüsse, die in diesem Raum in den Rhein münden (Neckar, Main, Mosel). Der kälteste Teil Deutschlands (außer den Bergen) ist das Innere Ostpreußens, z. B. Arys: Jahr 6,3°, Januar — 5,5°. In klimatischer Hinsicht nähert sich Ostpreußen schon Rußland, aber der westliche Teil des Königreich Polen — Mitteleuropa. Im Winter gehen in Deutschland die Isothermen fast gerade von N.—S., so daß fast kein Unterschied zwischen Norden und Süden, ein ziemlich großer zwischen Osten und Westen existiert. Im Sommer liegen, wie überhaupt in Europa, die Isothermen weiter auseinander, in dieser Zeit ist es in Norddeutschland am kältesten.

In Ostpreußen und Posen pflegen die Temperaturminima fast jeden Winter unter — 20° und in Mitteldeutschland unter — 17° zu sein, in ausnahmsweise kalten Wintern sogar unter — 30° (in Bromberg — 36,6°). Überall, außer auf den Bergen, sind die Maxima der Temperatur des Jahres höher als 31°.

Den kältesten Sommer haben, außer den hochgelegenen Gegenden, die N.W.-Küsten Deutschlands, am Deutschen Meere. Hier ist die Temperatur kühler, als an den Ufern des Baltischen Meeres, weil die vorwaltenden Winde die kühle Luft von dem Meere auf das Land bringen, am Baltischen Meere aber die Seewinde seltener sind.

Der Nordwesten Deutschlands ist auch der Teil des Landes, welcher die kleinste jährliche Amplitude hat, denn der Winter ist hier mild, der Sommer kühl. Den größten Kontrast dazu bietet das Innere von Ostpreußen.

Ein für die Höhe und Breite kühles Klima haben die Hochebenen und Terrassen nördlich von den Gebirgen, so die schwäbisch-bayerische Hochebene und auch die Gegend von Gotha in Thüringen.

Daß die schwäbisch-bayerische Hochebene ein für die Höhe kühles Klima hat, wird auch durch die relativ langsame Abnahme der Temperatur zwischen München und den benachbarten Höhen, Hohenpeißenberg und Wendelstein, bestätigt.

Die Bewölkung in Deutschland ist im Mittel für das Jahr etwas höher, als unter denselben Breiten in Rußland, besonders ist sie größer in Süddeutschland. Der jährliche Gang derselben ist wenigstens darin gleich, daß das Maximum im Spätherbst oder im Anfang des Winters vorkommt. Aber in Deutschland ist die geringste Bewölkung im September, diese geringe Bewölkung im Anfang des Herbstes ist dem ganzen mittleren Europa eigen, bis 53° N. Br. In dieser Zeit sind die Anticyklonen besonders häufig, sie sind von einem klaren, stillen und warmen Wetter begleitet. An den deutschen Küsten und auch noch in einiger Entfernung von der Küste des Deutschen Meeres ist die Bewölkung im Sommer bedeutend größer, als in Rußland.

Bei den sehr kurzen Beobachtungen der Bewölkung an den meisten Stationen ist in dem reicher gegliederten Mittel- und Süddeutschland noch manches unbekannt. Jedenfalls modifizieren die Gebirge das jährliche Mittel, wie dessen Verteilung auf die Monate. Im

Sommer wird wohl überall im Gebirge und in dessen Nähe die Bewölkung größer sein, im Winter aber kleiner im Hochgebirge und in den Thälern und Plateaus, welche von der Ebene durch Gebirge getrennt sind.

In Deutschland herrschen schon die Sommerregen vor, wobei je nach der Gegend einer der 3 Monate, von Juni bis August, der regenreichste ist. Wie auch in Rußland scheint im großen und ganzen das Maximum der Sommerregen im Süden früher einzutreten, als im Norden.

Der Prozentsatz der Sommerniederschläge vergrößert sich von Nord nach Süd und von West nach Ost, d. h. er ist größer im kontinentalen Klima. An den Ufern Norddeutschlands herrschen noch etwas die Herbstregen vor, namentlich im Nordwesten.

Eine Schneedecke während einiger Wochen im Winter ist eine gewöhnliche Erscheinung im Osten von der Elbe und auf dem bayrischen Hochlande und ziemlich selten im Rheinthal und am Nordwestufer. Was den Schneefall betrifft, so kommt er bis zur Hälfte des Mai sogar in Mitteldeutschland vor.

Deutschland hat noch kein so dichtes Netz von Regenstationen, wie einige der Länder im W. (Großbritannien, Frankreich) und im S. (Schweiz, österreichische Alpen, Böhmen) und es kann noch nicht ganz entschieden werden, wo die größte Regenmenge fällt. Wahrscheinlich sind es wohl die bayerischen Alpen, wo zwei Stationen (Bad Kreuth und Falleck) über 200 cm geben. Jedoch ist zu bemerken, daß in den bayerischen Alpen, wie auch in dem größeren Teile der österreichischen und dem Nordabhange der schweizer Alpen die Verteilung der Niederschläge auf die Monate nicht wesentlich verschieden ist von derjenigen der Ebenen und Plateaus an ihrem Fuße. Auch in den Alpen walten Sommerregen vor.

Die Berge, sogar die niedrigen, haben einen bedeutenden Einfluß auf die Niederschläge: im Westen und Süden von ihnen und besonders auf der Höhe der Berge fällt viel Wasser, aber im Osten und Norden relativ wenig. So fallen auf dem Brocken im Jahr 167 cm, aber in geringer Entfernung nach Nordosten nur 58 cm. Die Ebenen Mecklenburgs und Niederschlesiens und das Rheinthal zwischen Basel und Bingen

sind infolge des Schutzes der Berge im Südwesten die regenärmsten Teile Deutschlands.

Das viereckige böhmische Becken, das von allen Seiten mit Bergen umgeben ist, dringt wie ein Keil in Deutschland ein, zwischen Bayern im Westen, Sachsen im Norden und Nordwesten und Schlesien im Nordosten. Die Berge, die Böhmen von diesen Ländern trennen, sind höher, als diejenigen, die es von Niederösterreich und Mähren im Süden und Osten trennen. Infolge des Schutzes durch die Berge von der Seite des Ozeans, ist das Klima Böhmens mehr kontinental, als es bei einer solchen Entfernung vom Meere ohne den Schutz der Berge sein würde. Die Temperatur ist natürlich je nach der Höhe verschieden. Der wärmste Teil des Landes sind die breiten Thäler der Elbe und der Moldau, wo die Weinrebe gut gedeiht. Das höhere südliche Böhmen ist selbst außerhalb des Gebirges rauher, auch die böhmisch-mährische Hochebene im Osten ist kälter, als man es bei ihrer Höhe erwarten sollte. Im Winter hängt dieses davon ab, daß sie den kalten Winden im Norden und Osten zugänglich ist, aber im Sommer — von den ausgedehnten Wäldern.

Die geringste Regenmenge fällt in der Mitte des Landes, in den niedrigen Thälern, etwas weniger als 50 cm. Ich bemerke jedoch, daß die geringen Mengen, welche man früher für Prag annahm, davon abhingen, daß der Regenmesser zu hoch gestellt war. Ungeachtet der geringen Mengen Niederschläge leiden die Thäler Böhmens selten durch Trockenheit: 1) die Zahl der Regentage ist groß, besonders im Juni; 2) die Berge, in denen ausgedehnte Wälder vorhanden sind, schwächen die Winde ab und geben ihnen gleichzeitig Feuchtigkeit. Daher können hier keine so heftigen, austrocknenden Winde, wie in den Ebenen Süddeutschlands, herrschen. In den Bergen fällt natürlich viel mehr Wasser, am meisten an den Südwestabhängen des Riesengebirges und des Böhmerwaldes. In Böhmen existiert seit 1879 das dichteste Netz von Regenmessern auf der Welt, mehr als 900 Stationen auf einem Gebiet nicht größer als unser Gouvernement Poltawa. Zweifellos wird man in einigen Jahren sehr interessante Resultate aus diesen Beobachtungen erhalten können.

In den Thälern walten die Sommerregen sehr vor, am

meisten Wasser fällt im Juni, dann vermindert sich die Menge bis zum Oktober, um wieder im November zu steigen.

Auf Grund eines ausgedehnten Materiales nimmt Sonklar an, daß die mittlere Regenmenge in Böhmen 64 cm im Jahre beträgt und ebensoviel in Mähren. Dieses Land hat ein etwas kontinentaleres Klima als Böhmen, besonders ist die Kälte im Winter stärker, — 30° wurde schon mehr als einmal im Norden Mährens beobachtet.

In Böhmen und Mähren herrschen die Sommerregen etwas mehr vor als in Deutschland, sogar im südlichen, dabei ist der Juni der regenreichste Monat. Dieses sind schon die Verhältnisse unseres Steppengürtels und des südlichen Teiles der Schwarzerderegion. Vom Juni bis zum Oktober vermindert sich die Menge des Regens — langsam bis zum August, und schnell vom August bis zum September. Klares Wetter ist im September noch häufiger als in Deutschland, und dauert oft bis zum Ende des Oktober. Man kann nicht unerwähnt lassen, daß ein solches Wetter für die Landwirtschaft sehr günstig ist. Die Regengüsse sind im Anfang des Sommers sehr nützlich für die Vegetation, aber ein klarer, trockener Herbst begünstigt das Reifen der Früchte, besonders der Weinrebe, und erleichtert die Lese derselben.

In den meisten Gebirgsgegenden ist die jährliche Periode wenig verschieden, jedoch fällt relativ mehr Wasser im Spätherbst und Winter, am meisten sind die S.W.-Abhänge des Böhmerwaldes in dieser Hinsicht von den Thälern verschieden.

Niederösterreich ist wärmer als Mähren. In der Donauebene und im Norden von ihr (im sogenannten Marchfeld) regnet es schon relativ wenig, so daß die Felder nicht selten durch Dürre leiden. Man kann sagen, daß sich Wien auf der Grenze dieses trockneren Klimas befindet, da sich in der Nähe der Stadt, im Westen und besonders im Südwesten, Berge erheben, wo es sehr viel regnet, besonders im Sommer.

Südlich und südöstlich von Österreich und Mähren befindet sich die ausgedehnte ungarische Ebene, von einem Bergkranze umgeben. Auf der Ebene walten Steppen (Pusten) vor; die Gebirge sind teilweise dicht bewaldet. Der Schutz vor kalten Winden aus N. und E. und die intensive Erwärmung des

Bodens durch die Sonne geben der ungarischen Ebene eine relativ warme Jahrestemperatur, so daß sie nicht niedriger ist, als an den Ufern des Atlantischen Ozeans unter denselben Breitegraden. Hierin ist ein bedeutender Unterschied gegen die nördlicheren Gegenden Europas, wo z. B. von Südengland nach Westpreußen oder vom westlichen Norwegen nach Finnland nicht nur die Winter-, sondern auch die Jahrestemperatur rasch abnimmt. Ungarn ist im Winter kälter als Frankreich und das deutsche Rheinthal, im Sommer aber bedeutend wärmer. Vergleichen wir Ungarn mit den südrussischen Steppen derselben Breite, so sehen wir, daß nach E. die mittlere Jahrestemperatur bedeutend abnimmt und zwar in der Weise, daß die Wintertemperatur viel niedriger wird, die Sommertemperatur aber fast dieselbe bleibt. Im Kap. 13 habe ich gezeigt, in wie bedeutendem Maße in Ungarn die Sommertemperatur nach N. und E. abnimmt und zwar selbst bei Reduktion auf ein gemeinsames Niveau. In der letzten Zeit sind auch Beobachtungen in den Karpathen (Hohe Tatra) gemacht worden und zwar führen sie zu dem Schlusse, daß zwischen den Thälern am Südfuße der Karpathen (Arva Varallsa in 500 m Höhe) und der größten Höhe, wo Beobachtungen vorhanden sind (Javorina 1019 m), der Temperaturunterschied auf 100 m im Jahre 0.56°, im Dezember 0.87°, im April 0.66° beträgt. Also die Temperaturabnahme im Jahre ist etwa so groß, als in den schweizer und österreichischen Alpen, der Unterschied der Jahreszeiten aber kleiner.

Die ungarische Ebene hat im großen und ganzen vorwaltende Sommerregen, wenn auch weniger als Südrußland. In der Ebene fallen zwischen 50 und 60 cm im Jahre, in den Vorbergen und Thälern der Karpathen bedeutend mehr, bis zu 90 cm und darüber. Die südwestlichen ungarischen Abhänge der Karpathen scheinen schneereicher zu sein, als die nordöstlichen galizischen Abhänge.

Siebenbürgen hat eine schärfer ausgeprägte jährliche Periode der Niederschläge als Ungarn und zwar im Januar nur 4, im Juni über 15% der jährlichen Menge. Die Gebirge im S. und W. tragen jedenfalls dazu bei, daß dieses Land weniger regenreich ist, als es ohne dieselben wäre, doch in den Thälern über 60 cm und viel weniger in Klausenburg, in der

Mitte des waldarmen, zentralen Teiles (etwa 50 cm). Siebenbürgen ist im Winter und im Jahresmittel kälter als Ungarn; dies mag daher rühren, daß im Winter häufige Kalmen einer örtlichen Erkaltung der Luftschichten günstig sind; im Sommer aber sind die ausgedehnten Wälder einer starken Erwärmung viel weniger günstig als die Steppen und Felder der ungarischen Ebene.

In dem Banate und in Kroatien fällt relativ mehr Regen im Spätherbst als in Ungarn und namentlich in Siebenbürgen. Eine zweite Periode stärkerer Regen ist im Mai und Juni. Es ist sehr wahrscheinlich, daß die inneren Gebirgsteile von Serbien und Bosnien viel regenreicher sind, namentlich im Sommer. als die nördlich vorliegende Ebene.

Die österreichischen Alpen besitzen ein sehr dichtes Beobachtungsnetz, welches kürzlich durch Hann in einer höchst gediegenen, einheitlichen Weise verarbeitet worden ist.*) Das Klima dieses Teiles des Alpengebiets ist in vieler Hinsicht recht verschieden von demjenigen der Schweiz, namentlich in den östlichen Teilen der österreichischen Alpen, in Steiermark, Kärnten und Krain, ist die große Zahl bergumschlossener breiter Thäler und Mulden bemerkenswert, in Höhen von 400—2000 m, welche im Winter häufige klare Tage bei schwachen Winden haben und deren Temperatur in dieser Jahreszeit bedeutend niedriger ist als diejenige der umliegenden Höhen. Man muß oft mehr als 1000 m an den Abhängen der Berge steigen, um eine niedrigere Temperatur zu finden als im Thal. Die Ursache dieser Erscheinung ist hinlänglich im Kap. 11 erklärt worden. Dadurch ist es zu erklären, daß südlich von den Alpen im Drauthale und anderen breiten Thälern Kärntens die Wintertemperatur sogar niedriger ist als nördlich von den Alpen. Folgende Tabelle von Hann giebt einen Vergleich der Temperaturen in verschiedenen Meridianen der Alpen in den Niveaus von 500 und 2000 m.

*) J. Hann, Die Temperaturverhältnisse der österreichischen Alpenländer. Aus dem XCII. Bande der Sitzb. der kais. Akad. der Wissensch. II. Abteil. Juni-Heft. Jahrg. 1885. Wien.

	Höhe 500 Meter üb. d. M.-N.						Höhe 2000 Meter üb. d. M.-N.					
	Tirol.			Kärnten.			Tirol.			Kärnten.		
	N.-Seite	S.-Seite	Diff. per Breitegrad	N.-Seite	S.-Seite	Diff. per Breitegrad	N.-Seite	S.-Seite	Diff. per Breitegrad	N.-Seite	S.-Seite	Diff. per Breitegrad
Dezember u. Januar	−2.2	0	3.2	−2.4	−3.0	−0.6	−8.1	−6.8	1.9	−6.5	−6.1	0.4
Juli	18.0	20.6	3.7	17.7	18.1	0.4	9.8	10.7	1.9	8.4	10.1	1.4
Jahr	8.2	10.3	2.8	7.6	7.8	0.1	0.3	1.4	1.6	0.4	1.2	0.6

Außer den oben betrachteten Verhältnissen des Winters ist hier eins besonders bemerkenswert. In dem Becken von Kärnten an der Südseite der Alpen sind die Verhältnisse in hohem Grade kontinental. Der Winter ist hier sehr kalt, aber man hätte erwarten können, daß daher hier der Sommer wenigstens ebenso warm sein sollte als auf der Südseite der Alpen in Tirol: dies ist aber nicht der Fall; — der Sommer ist hier bedeutend kühler als in Tirol auf der Südseite der Alpen. Wie ist dies zu erklären?

In Gebirgsgegenden sind natürlich die Verhältnisse sehr verwickelt, und es scheint bis jetzt die Erklärung vorzuwalten, in Südtirol wäre die Bewölkung geringer in den Sommermonaten, die Regen, wenn auch ergiebig, doch weniger häufig. Jedoch es frägt sich, ob die Art der Vegetation nicht einen großen Einfluß auf diese Verhältnisse hat, ob die dichten Wälder, welche die Abhänge der Berge in Kärnten bekleiden, nicht einen sehr bedeutenden Einfluß auf die Milderung der Sommerhitze haben. Und zwar nicht nur dadurch, daß die Wärme der Sonnenstrahlen auf die Verdunstung von der Blattoberfläche verwendet wird, sondern auch dadurch, daß die Feuchtigkeit der Bergwälder für Wolken und Regen des Sommers günstig ist, während in Südtirol viel nackter Fels ansteht und sich stark an der Sonne erwärmt.

So haben wir denn hier im Zentrum Europas auf derselben Seite eines Hochgebirges höchst bedeutende Unterschiede der Temperatur und zwar im Osten einen viel kälteren Winter

und Sommer. Weiter nach Süden hat auch Krain eine viel niedrigere Temperatur als Istrien und Bosnien eine niedrigere als die Herzegowina.

Ich lasse hier noch einige Citate aus der obigen Abhandlung von Hann folgen:

„Der große Temperaturunterschied an der Erdoberfläche zwischen der Nordseite und Südseite der Alpen im Sommer, während in den höheren Niveaus die Temperaturdifferenzen sich rascher ausgleichen, muß zur Folge haben, daß im Sommer bei Wetterstürzen häufig die heiße Luft über der italienischen Ebene von den kalten oberen Luftströmungen überweht wird. Dies bedingt dann heftige Gewitter mit Hagelfällen, wodurch der Südfuß der Alpen und die oberitalienische Ebene sich in der That auszeichnen.

Temperaturänderung mit der Breite im Jahresmittel.

Meridian	Ostschweiz	Tirol	Österr. Kärnten
Niveau 500 m	$1.^0_8$	$2.^0_8$	$0.^0_1$
„ 2000 „	$0._9$	$1._6$	$0._6$

Auf den Meridianen der westlichen Zentralkette der Alpen erfolgt die Wärmezunahme nach Süden im Niveau von 500 m circa doppelt so rasch als im Niveau von 2000 m, auf den Meridianen von Österreich und Kärnten bleibt das ganze Jahr hindurch die Temperaturänderung rascher in der Höhe als unten.

Die schnellste Temperaturzunahme mit der Breite beim Überschreiten des zentralen Alpenkammes findet man im Winter in Tirol, wo sie im Niveau von 500 m $3.^0_1$ pro Breitegrad erreicht, für das Niveau der Thäler (circa 200 m), also noch etwas größer wäre.

Weiter im Westen ist diese Temperaturänderung mit der Breite deshalb kleiner, weil die Ostschweiz noch eine mildere Wintertemperatur hat als Nordtirol. Eine Temperaturänderung von 2 bis 3° für einen Breitegrad, wie sie beim Überschreiten des zentralen westlichen Alpenkammes eintritt, gehört zu den raschesten bekannten Temperaturänderungen. Ein beiläufiges Maß dafür, wie viel davon auf Rechnung der Scheidewand der Alpenkette kommt, gewähren folgende Zahlen:

Temperaturänderung für einen Breitegrad zwischen:

	Winter	Sommer	Jahr.
Basel-Turin	$0.^{24}$	$1.^{48}$	$0.^{92}$
München-Modena	$0.^{61}$	$1.^{31}$	$1.^{03}$
Mittel	$0.^{4}$	$1.^{4}$	$1.^{0}$
Südl. und nördl. Alpenthäler	$2.^{6}$	$2.^{6}$	$2.^{3}$

Diese Gegenüberstellung zeigt in schlagender Weise den großen Wärmeüberschuß der südlichen Alpenthäler im Winter. Die mittlere Wintertemperatur von München und jene für Nordtirol in 500 Meter ist fast genau dieselbe ($-0.^{0}_{8}$), es ändert sich also die Temperatur nur wenig gegen Süden bis zum Alpenkamm, dann aber erfolgt die Wärmezunahme sprungweise."

„Sehr bemerkenswert ist die rasche Abnahme der Temperatur unter gleicher Breite von Westen nach Osten auf der Südseite der Alpen, wie dies die vorhergehenden Tabellen deutlich zeigen. Das ganze Jahr hindurch, am meisten jedoch im Winter, sind die östlichen Alpenländer viel kälter als die westlichen. Auf der Nordseite der Alpen nimmt zwar auch die Wintertemperatur von Westen nach Osten hin ab, aber in unvergleichlich geringem Maße, während die Sommertemperatur normalerweise nach Osten hin etwas zunimmt.

Nordseite der Alpen.

	N. Br.	E. L.	Höhe m	Jan.	Winter	Juli	Jahresschwank.
Basel	$47.^{0}_{6}$	$7.^{0}_{6}$	278	$0.^{0}_{4}$	$1.^{0}_{0}$	$19.^{0}_{2}$	$18.^{0}_{8}$
Budapest	$47.^{5}$	$19.^{0}$	153	$-1.^{9}$	$-1.^{0}$	$21.^{4}$	$23.^{3}$

Reduziert man diese Temperaturen auf gleiche Seehöhe, so erhält man als Temperaturänderung mit der Länge: Im Januar Temperaturdifferenz $-2.^{8}{}^{0}$, pro Längengrad $-0.^{0}_{25}$, im Sommer Temperaturdifferenz $+ 1.^{4}{}^{0}$, pro Längengrad $+ 0.^{12}{}^{0}$. Die Temperaturabnahme nach Osten im Januar erfolgt demnach gerade zweimal so rasch als die Wärmezunahme im Juli.

Südseite der Alpen. (Seehöhe 200 m.)

	N. Br.	E. L.	Jan.	Winter	Juli	Jahresschwankg.
Canobbio, Locarno	$46.^{1}$	$8.^{7}$	$2.^{0}$	$3.^{3}$	$22.^{6}$	$20.^{6}$
Trient	$46.^{1}$	$11.^{1}$	$0.^{4}$	$1.^{8}$	$23.^{4}$	$23.^{0}$
Udine	$46.^{1}$	$13.^{2}$	$2.^{4}$	$3.^{6}$	$23.^{0}$	$20.^{6}$
Laibach	$46.^{1}$	$14.^{5}$	$-1.^{8}$	$-0.^{8}$	$20.^{2}$	$22.^{0}$
Kreuz	$46.^{0}$	$16.^{5}$	$-2.^{1}$	$-0.^{9}$	$20.^{2}$	$22.^{3}$

Friaul und die oberitalienischen Seen haben ziemlich gleiche Wintertemperatur.

Das untere Etschthal dazwischen hat eine bedeutend niedrigere Wintertemperatur aus früher angeführten Gründen. (Basel hat die gleiche Januartemperatur wie Trient.) Nehmen wir die Januartemperatur an den italienischen Seen unter 46° N. Br. und bei 200 m zu circa 2° an, jene im Osten in gleicher Breite und Seehöhe unter $15^1/_2{}^0$ Länge zu —2°, so erhalten wir für einen Längenunterschied von kaum 7° (6.°$_8$) einen Wärmeunterschied des Januar von 4°, des Winters von 4.°$_2$ und des Juli 2.°$_4$. Dies giebt eine Wärmeabnahme nach Osten pro Längengrad um 0.°$_{57}$ im Januar (0.°$_6$ im Winter) und von 0.°$_{35}$ im Juli. Zwischen Friaul und Krain drängen sich aber die gleichen Temperaturdifferenzen auf einen Längenunterschied von wenig mehr als 1° zusammen. Es ist also die Wärmeabnahme von Westen nach Osten auf der Südseite der Alpen viel größer als auf der Nordseite. Und doch findet auf der Südseite von Westen nach Osten eine Annäherung an den Einfluß des Meeres statt, indem Krain und Kroatien immerhin noch einigermaßen vom Adriatischen Meere herauf warme und feuchte Luftströmungen erhalten.

Würde man einen ähnlichen Vergleich für eine etwas nördlichere Breite, etwa jene von Bozen durchführen, so würde man eine ähnliche Wärmeabnahme nach Osten hin erhalten z. B.:

Temperatur in der Seehöhe von 300 m.

	N. Br.	E. L.	Januar	Winter	Juli	Jahr.
Biasca	46.$_8$	8.°$_{57}$'	0.$_8$	2.$_1$	21.$_5$	11.$_4$
Bozen	46.$_5$	11.$_4$	—0.$_1$	1.$_4$	22.$_6$	11.$_7$
Klagenfurt	46.$_6$	14.$_3$	—5.$_6$	—4.$_0$	19.$_7$	7.$_9$
Marburg	46.$_6$	15.$_6$	—1.$_9$	—0.$_9$	19.$_8$	9.$_2$
Kanisza	46.$_5$	16.$_8$	—2.$_3$	—1.$_3$	20.$_6$	9.$_4$

Der Wärmeinsel von Friaul im früheren Vergleich entspricht hier die Kälteinsel des mittleren Kärnten, und es ist merkwürdig, wie die äußersten Extreme der Wintertemperatur auf den kleinen Abstand zwischen Klagenfurt und Udine sich gegenseitig einander nähern.

Betrachten wir in Kürze die Temperaturänderung mit der Breite unter einem noch östlicheren Meridian an den Endigungen der Alpen. Wir wählen dazu Wien und Warasdin, die sehr

nahe gleiche Länge und Seehöhe haben, und reduzieren die Temperatur auf die Höhe von 200 m.

	N. Br.	E. L.	Januar	Winter	Juli	Jahr.
Wien	48.2	16.4	—1.5	—0.7	19.8	9.2
Warasdin	46.4	16.5	—1.9	—0.9	21.2	10.2

Es findet demnach auch hier unter einem östlicheren Meridian und außerhalb des eigentlichen Alpengebietes im Winter eine geringe Wärmeabnahme nach Süden hin statt, wie wir dies für die Meridiane von Oberösterreich und Kärnten schon früher konstatiert haben. Im Sommer aber nimmt die Wärme nach Süden hin zu und zwar um circa $0.^0_8$ für den Breitegrad.

Der Übergang von Norden nach Süden entspricht in diesen Meridianen dem Eintritt in ein kontinentales Klimagebiet. Der Einfluß des Atlantischen Ozeans beherrscht noch die Nordseite der Alpen, der Alpenzug setzt ihm eine gewisse Schranke, die allerdings nach Osten hin schwächer wird. Dieser Schranke entspricht auch die Zunge hohen Luftdruckes, die, wie es scheint, vom Inneren des Kontinents herüberreicht und sich über den südlichen Teil der Ostalpen legt." *)

Ich bemerke noch eins: jenseits der Wasserscheide, welche das Adriatische Meer von dem Inneren des Landes trennt, wird der Winter auf einmal kälter, namentlich dort, wo ein hoher Gebirgszug (der Vellebich) keine warme Luft in niedrigen Niveaus nach dem Inneren zuläßt. Solcher Art ist die Lage von Gospic, welches noch dazu in einer Mulde (Doline) liegt, während das nahe Knin warme Luft vom Meere durch das Thal der Kerka erhält.

Die Mitteltemperaturen des Januar sind:

Gospic	44° N. Br.	560 m ü. M.-N.	—2.5
Knin	44° N. Br.	350 m ü. M.-N.	3.2

Nach der Breite und Höhe zu urteilen, sollte Knin höchstens um 2° wärmer sein, die Differenz beträgt aber ganze $5.^0_7$.

In den österreichischen Alpenländern ist die jährliche Regenmenge groß, in Alt-Aussee fast 200 cm, in Raibl 218 cm. Sommerregen sind sehr vorwaltend, außer in Südtirol, wo die

*) L. c. S. 79—83.

Maxima auf Mai und Juni einerseits, Oktober andererseits fallen, und Krain, wo dieselben Monate die regenreichsten sind, aber die Herbstregen entschiedener hervortreten.*)

In der Schweiz ist auch die Regenmenge bedeutend, in den Alpen und dem Alpenvorlande meistens über 100 cm im Jahre, am regenärmsten sind Längsthäler zwischen zwei Ketten, wie das mittlere Wallis. In dem größeren Teile der Schweiz walten Sommerregen vor, freilich in minderem Grade als in den österreichischen und bayerischen Alpen. Die West- und Südschweiz haben schon vorwaltende Herbstregen, und in den höheren Regionen der Alpen fallen im Westen viel größere Schneemassen als im Osten. Daher ist die Grenze des beständigen Schnees und der Gletscher niedriger in der West- als in der Ostschweiz, noch mehr aber als in den österreichischen Alpen. Die Alpen gehören zu den Gebirgen, welche keine Regen- und trockene Seite haben, denn die vorwaltenden und dabei feuchtesten Winde streichen ihnen parallel. Daher finden sich sehr regenreiche Stationen nördlich wie südlich von dem Alpenkamme.

In der Schweiz finden sich nur im äußersten Osten (Engadin, Davos 2c.) größere Thalbecken, wo im Winter die Winde schwach sind, und wo die Luft im Mittel der Wintermonate kälter ist als in der Umgebung, sonst ist die Luftzirkulation lebhafter, und wenn sich auch einzelne Monate finden, wie der denkwürdige Dezember 1879, wo alle Thalbecken kälter waren als die umliegenden Höhen, so ist es doch nicht die Regel.

Der klimatischen Begünstigung der Gegend am Südfuße der Alpen ist schon gedacht worden. In ähnlicher Art ist die Nordostecke des Genfersees durch höhere Temperatur als die Umgebung begünstigt, nur ist die Bewölkung nicht so gering, wie südlich von den Alpen.

*) Hann, Untersuchungen über die Regenverhältnisse von Österreich-Ungarn. Sitzb. der U. Akad. der Wiss. Bd. LXXX u. LXXXI (1879, 1880).

Kapitel 26.

Die Richtung und Stärke des Windes im europäiſchen Rußland und Weſtſibirien.

Ich halte es für nützlich, an einige Umſtände zu erinnern, infolge deren die Beobachtungen des Windes keine ſo genaue Übereinſtimmung mit der Verteilung des Luftdruckes zeigen, wie man es erwarten könnte, wenn man ſie nicht in Betracht zieht. Dieſe Bedingungen kann man in zwei Kategorien teilen: A) in ſolche, die vom Weſen der Erſcheinung ſelbſt und B) in ſolche, die von der Beobachtungsmethode der Winde und ihrer Berechnung abhängen.

A. 1) Infolge des Vorherrſchens einer weſtlichen Luftſtrömung in den mittleren Breiten müßten die Winde dieſer Richtung bei ſonſt gleichen Bedingungen überhaupt häufiger und ſtärker ſein. 2) Da ein bedeutender Teil Rußlands, d. h. von der Nordgrenze annähernd bis zum 50—52° N. Br., vom Atlantiſchen Ozean aber nicht durch Gebirge getrennt iſt, wird noch das Übergewicht weſtlicher Winde dadurch vergrößert, daß ſie vom Ozean her wehen, wo die Reibung ſie viel weniger verzögert als auf dem Kontinente. Je weiter nach Süden, deſto mehr werden die Winde vom Atlantiſchen Ozean durch Gebirge im Weſten aufgehalten. 3) Mitten am Tage, beſonders im Sommer und an klaren Tagen, exiſtieren Urſachen, welche die Winde verſtärken bei ſonſt gleichen Bedingungen, und dieſes bleibt nicht ohne Einfluß auf die Reſultate für volle vierundzwanzig Stunden

und die Monate. 4) Infolge der geringeren Dichte der Luft müßten die Winde im Sommer bei gleicher Druckdifferenz häufiger und ſtärker ſein, als im Winter. 5) Die örtlichen topographiſchen Bedingungen haben einen ſehr großen Einfluß auf Richtung und Stärke des Windes.

B. 1) Die ſchlechte Aufſtellung vieler Windfahnen führt dazu, daß ſie lange nicht immer die wahre Richtung des Windes zeigen. 2) Bei der Berechnung zieht man gewöhnlich nur die Zahl der Winde in Betracht, aber nicht ihre Stärke, was keinen geringen Einfluß auf das Reſultat hat. 3) Nicht alle Beobachter geben dem Ausdruck „Windſtille“ die gleiche Bedeutung.

Infolge der Urſachen, die in A angeführt ſind, hat, unabhängig von der Entfernung, der hohe Luftdruck in Oſtſibirien einen viel geringeren Einfluß auf die Winde des europäiſchen Rußlands, als man bei Anblick der Iſobarenkarte erwarten könnte, der hohe Luftdruck über dem Atlantiſchen Ozean und in Weſteuropa aber hat einen größeren Einfluß. Am wichtigſten — wenigſtens in den Monaten von Oktober bis April — iſt der hohe Luftdruck auf der großen Achſe des Feſtlandes, die durch Südrußland und die Kirgiſenſteppe geht, und der niedrige auf dem Eismeer von der einen, dem Schwarzen und Kaſpiſchen Meer von der andern Seite; in den Sommermonaten aber iſt es der hohe Luftdruck auf dem Atlantiſchen Ozean ungefähr unter 40°, der ſich zum Teil bis Mitteleuropa fortſetzt und der niedrige im Inneren Aſiens.

Wie bereits bei der Erörterung Weſt- und Mitteleuropas bemerkt, iſt es beſonders wichtig, daß der niedrige Druck auf den Meeren im Norden Europas ſich ſo weit nach Norden erſtreckt, denn dadurch wird bewirkt, daß auch der größere Teil Rußlands von ozeaniſchen Winden überweht wird.

Von den Inſeln im Norden Europas befinden ſich Island, Spitzbergen, die Bäreninſeln, Jan Mayen u. ſ. w. ſchon im Norden dieſes Gebietes niedrigen Druckes, Nowaja Semlja nicht, aber da im Nordoſten dieſer Inſeln der Luftdruck dennoch bedeutend höher iſt als im Weſten, ſo wehen im Winter die hier vorherrſchenden Winde von S.E. Übrigens wurde eine ähnliche

dieſelbe kann zum Teil
en Winden abhängen.
Winter und Sommer in

	Sommer.							
	N.	NE.	E.	SE.	S.	SW.	W.	NW.
	15	9	6	6	8	21	18	18
	8	10	9	11	10	19	20	12
	7	17	10	10	8	14	25	9
	22	5	2	8	16	20	4	23
	14	8	8	8	18	14	16	13
	19	13	14	14	8	9	8	15
	11	12	10	10	10	18	16	14
	4	12	12	14	8	22	11	17
	12	11	7	7	9	19	18	17
	15	8	8	9	11	15	20	14
	8	12	6	16	6	21	10	21
	8	10	15	7	6	15	24	16

Windrichtung faſt dieſelbe,
Weſtwinde herrſchen vor,
im Winter und Weſt und
innlands iſt eine ähn-
hängt davon ab, daß die
dorthin dringen, der
n, und die Windrichtung
ung der Seenthäler zu-
rdwind im Sommer ein
ind gewöhnlich häufiger
hat ſchon in den vierziger
an den Nordküſten des
lachgewieſen.

am Weißen Meere

Sommer

	Mittlere Richt.	R.
	N. 18° E.	30
	N. 87° E.	24

ißen Meeres, hier
Winter herrſchen=

zeichnet Rußland
man die Änderung
aten, ſo kann man
Nordweſt=Winde
erſten werden im

ergehenden Tabelle
d, wo im Winter
nicht für möglich,
Winter vorherrſchen=
Mittelrußlands zu
land das Wetter im
er ziemlich ausge=
Südweſtwinde, bald
en.

Sommer.

	N.	N.E.	E.	S.E.	S.	S.W.	W.	N.W.
	14	10	5	10	6	19	15	22
	18	20	9	2	5	11	32	3
	20	16	13	4	7	11	17	12
	7	16	13	6	8	13	10	27
	6	16	15	19	6	12	12	14

In Penſa und Sſamara herrſchen (53° N. Br.) noch Südwinde im Winter vor, aber in Orenburg ſchon Oſtwinde. Dazu iſt es mir noch bekannt, daß die Aufſtellung der Windfahnen an allen drei Orten gut war. Noch auf dem Obſtſchei-Syrt, zwiſchen Orenburg und Sſamara, ſind die ſtärkſten Winde Südweſtwinde und dies iſt ſo ſehr der Fall, daß die höchſten Schneezäune an der Eiſenbahn in dieſer Richtung ſtehen, da gerade von da die gefährlichſten Schneeſtürme kommen.

Die mittlere Windrichtung in Orenburg iſt:

		R.			R.
Januar	N. 85° E.	19	Juli	N. 6° W.	24
März	N. 84° E.	24½	Oktober	S. 71° W.	14
Mai	N. 17° E.	7½	Dezember	S. 34° E.	8½

In den erſten 4 Monaten des Jahres (Februar und April ſind ſehr ähnlich dem März) iſt die Windrichtung faſt direkt von Oſten; alsdann wendet ſie ſich nach links und von Mai bis September iſt ſie fortan direkt von Norden mit ziemlich großer Reſultante (R.) im Juli. Im Oktober iſt ſie vollkommen verſchieden von derjenigen in allen anderen Monaten und zwar in dieſem Monat ſehr ähnlich der in den nördlichen Teilen des europäiſchen Rußlands und Weſtſibiriens herrſchenden. Im November und Dezember wendet ſich der Wind nach Südoſten.

Eine nördlichere Richtung des Windes im Sommer iſt in Penſa und Sſamara ähnlich den Erſcheinungen, die in weſtlicheren Teilen Rußlands beobachtet werden.

In Aſtrachan iſt das Vorherrſchen von Oſt- und Nordoſtwinden ſtärker als in Orenburg. Dieſe Stadt befindet ſich ſchon entſchieden im Süden der großen Achſe des Feſtlandes. Südöſtlich davon iſt das Kaſpiſche Meer, von dem ein großer Teil nicht gefriert, und wo der Luftdruck im Winter niedriger iſt als auf dem Feſtlande.

In Südweſtrußland und den benachbarten Ländern iſt gleichfalls ein Übergang von den Weſtwinden der nördlichen Zone zu den Oſtwinden Südrußlands bemerkbar.

[illegible]	Sommer					
	E.	S.E.	S.	S.W.	W.	N.W.
[illegible]	8	12	6	6	22	23
[illegible]	5	6	15	8	5	29
[illegible]	9	8	3	15	18	17
[illegible]	2	6	8	9	5	50
[illegible]	7	10	25	5	10	13
[illegible]	2	7	18	10	7	21

[illegible] ge von Nord= und [illegible] och nicht vollständig [illegible] Gang der Isobaren [illegible] Man muß jedoch be= [illegible] Genauigkeit geführt [illegible]

[illegible] r Nordwestwinde in [illegible] llenweise erreicht sie [illegible] schinew. Hier sind [illegible] en geneigt, infolge [illegible]

[illegible] — d. h. vom Meere [illegible] ig die Nordwinde [illegible] chen der letzteren im [illegible]

[illegible]	S.	S.W.	W.	N.W.
[illegible]	9	10	11	11
[illegible]	11	11	12	10
[illegible]	12	11	17	12
[illegible]	10	11	20	15
[illegible]	8	10	13	12
[illegible]	12	11	14	11
[illegible]	11	13	13	10

[illegible] nteren Luftströmungen.

Die Tabelle am Ende der Seite 159 giebt die Windrichtung in den Steppen Mittel- und Südrußlands zwischen dem 53° und dem Schwarzen Meere an.*)

Je weiter nach Süden, desto bestimmter ist das Vorherrschen östlicher Winde und nicht nur im Winter, sondern auch im Frühling und Herbst. Diese Orte befinden sich schon im Süden, aber in der Nähe des Gebietes des hohen Luftdruckes vom September bis Mai. Im Sommer ändert sich die Beziehung, daher auch das Vorwalten der Westwinde. Übrigens sind auch im Sommer Ostwinde nicht selten.

Hier sind Orte mit eingeschlossen, an denen entschieden Ostwinde im Winter, Frühling und Herbst vorherrschen, zusammen mit dem Übergangsgebiet zu Südwestwinden. Schon Wesselowsky bewies klar in seinem „Klima Rußlands", daß sich Südrußland der Windrichtung nach ziemlich stark vom nördlichen und mittleren unterscheidet. Es fragt sich jetzt, wie groß dieser Unterschied ist und wovon er abhängt.

Bezüglich der Ufer des Schwarzen Meeres und überhaupt des Teiles Rußlands südlich vom 48° erklärt offenbar die Lage im Süden der großen kontinentalen Achse das Vorherrschen von Ostwinden. Aber diese Winde sind auch schon im Norden der großen Achse herrschend. Mir scheint es, daß der Grund davon zum Teil darin liegt, daß man die Zahl der Winde beobachtet, aber nicht ihre Stärke, dies uns aber nicht die Luftmenge giebt, welche sich nach verschiedenen Richtungen bewegt. Ich bemerke noch, daß unter diesen Breiten die Berge im Westen die vom Atlantischen Ozean wehenden Winde schwächen, während die ebene Steppengegend im Osten den Winden vollen Spielraum giebt. Allein es ist wahrscheinlich, daß, wenn wir genaue Angaben über die Stärke des Windes hätten, es sich zeigen würde, daß in einem ziemlich ausgedehnten Gebiet, wo die Ostwinde der Zahl nach vorherrschen, die Südwest- und Westwinde doch noch stärker sind, und also der Luftmasse nach, die in Bewegung gesetzt wird, überwiegen.

Das Vorherrschen von Ostwinden im Herbst, besonders im Oktober, bildet einen scharfen Unterschied Südrußlands von nördlicheren Örtlichkeiten, z. B. sogar von Orenburg. Und sie herrschen

*) Repertorium für Meteorologie (Altos) Bd. II.

t: ihre Stärke ist so
dem nördlichen Teil
Meeresteil bleibt
snahme eines nicht

	E.	SE.	S.	SW.	W.	NW.
2	24	4	6	12	14	6
5	31	17	6	6	10	8
0	20	16	21	13	10	5
4	23	9	8	12	21	5
4	25	10	10	9	16	7

NE.	E.	SE.	S.	SW.	W.	NW.
7	31	3	4	15	30	5
3	23	20	4	12	28	9
5	19	8	10	16	29	7
3	18	6	7	9	25	10
0	20	8	8	9	23	12

en Begriff über die

den Aralo-kaspischen

	S.	S.W.	W.	N.W.	Windstille
	10	24	27	17	—
	20	13	13	10	—
	14	36	11	13	—
	11	15	12	4	24
5	15	44	9	8	—
	18	11	15	6	—
	10	8	10	9	—
	5	5	8	6	6
	7	9	4	22	—
	0,3	2	4	19	—

Sommer.

	N.	N.E.	E.	S.E.	S.	S.W.	W.	N.W.	Windstille
Ostabhang des Ural 56°—60°	13	14	7	11	7	14	13	20	—
Kurgan und Tobolsk	15	9	9	12	13	11	12	17	—
Ischim und Omsk	15	16	11	13	13	13	7	12	—
Jenisseisk	8	6	10	8	12	12	13	19	14
Barnaul	6	21	2	16	6	27	7	15	—
Ssemipalatinsk	7	5	14	8	12	10	30	13	—
Unterer Syr-darja	18	15	11	4	4	4	26	7	—
Unterer Amu-darja	30	30	7	6	2	3	8	15	11
Taschkent	15	8	7	16	4	13	12	25	—
Kraßnowodsk	22	15	16	5	5	9	4	24	—

Hier sieht man im allgemeinen gleichfalls den stufenweisen Übergang von den Westwinden im Winter, in der nördlichen Zone, in Ost und Nordost in der südlichen, aber die letzteren überwiegen bei weitem mehr als an den Ufern des Schwarzen Meeres. In dieser Beziehung sind die Beobachtungen in Nukuß und Petroalexandrowsk, beide ebene und vom Meere entfernte Orte, besonders wichtig. Das Vorherrschen von Nord- und Nordostwinden in den Aralo-kaspischen Steppen ist so stark, daß es von fast allen Reisenden, welche diese Länder besuchten, bemerkt worden ist. Darauf weist auch die Richtung der Barchane (Sandhügel und Dünen) hin. Diese Länder befinden sich schon während des ganzen Jahres im Süden des Gebietes des hohen Luftdruckes. Bemerkenswert ist auch die Drehung des Windes nach links vom Sommer zum Winter und nicht nur dort, wo, wie in Kraßnowodsk, dieses durch die Nähe einer großen Wassermasse erklärt werden kann, sondern auch an anderen Orten, z. B. in Taschkent, Nukuß u. s. w. Überall weist die Windrichtung auf einen höheren Druck im Westen in den Sommermonaten.

Über die nördlicheren Breiten bemerke ich folgendes: in Ssemipalatinsk weist das Vorherrschen von Ostwinden auf einen hohen Luftdruck am See Zaissan und am Schwarzen Irtisch. Ich habe bereits im Kap. 24 bemerkt, daß in der westlichen Mongolei der Druck im Winter höher ist und die Luft durch

die breite Pforte zwischen dem Altai und Tarbagatai nach Westsibirien strömt. Das bedeutende Überwiegen des Südwestwindes in Barnaul erklärt sich sowohl durch die Richtung des Obthales, als auch dadurch, daß der obere Irtisch im Süden der Stadt liegt. Das Vorherrschen des Südostwindes in Tobolsk erklärt sich gleichfalls, wie es scheint, durch den Einfluß des Thales. Bei der Seltenheit starker Winde im Winter in Sibirien hat die Richtung der Thäler einen großen Einfluß, sehr oft wird man nur einen Abfluß der Luft thalabwärts wahrnehmen.*)

Westwinde herrschen mehr im Herbst in Westsibirien vor als im Winter, und in dieser Zeit erreicht sie die warme, feuchte Seeluft öfter, häufiger auch die Cyklonen.

Folgende Tabelle giebt die thermische Windrose für Lugan in Südrußland im Winter 8 Uhr abends, in Abweichungen von den mittleren Temperaturen (ohne Zeichen höher als das Mittel, mit dem Zeichen — unter dem Mittel):

	N.	N.E.	E.	S.E.	S.	S.W.	W.	N.W.	Windstille.
Klare Tage	—6.6	—8.0	—3.6	—	5.6	7.8	—3.0	—3.2	—9.1
Trübe Tage	0.6	0.1	3.0	5.3	8.8	6.3	3.5	2.1	3.5
Mittel	—3.3	—2.9	0.8	5.3	7.9	6.5	0.8	—0.8	—3.2

Hier ist es also bei Windstille ebenfalls kalt, wie bei den kältesten Winden, N. und N.E., an klaren Tagen ist es sogar kälter. Die trüben Tage geben eine Temperatur, die höher als das Mittel ist, sogar bei N. und N.E., aber bei Windstille sogar viel höher ist. Bemerkenswert ist die Temperatur über dem Mittel bei E. und S.E. und zwar war bei letzterem niemals klares Wetter.

Dieser Unterschied wirft Licht auf den Charakter der Ostwinde, die in Südrußland im Winter vorherrschen. Dieses ist durchaus keine „Polarströmung", zum Teil sind es sogar oft ziemlich warme Winde. Das, was wir über die Bewegung der Cyklonen über Rußland im Winter wissen, erklärt den Charakter des S.E. und zum Teil E. in Südrußland. Diese Cyklonen bewegen sich am häufigsten von Westen nach Osten und wenden sich dann nach Süden. Dabei erscheinen nicht nur der S.E.,

*) Siehe auch „die Winde Nordasiens" Zeit. f. Met. Bd. VII, S. 81.

sondern auch der E. als Südwinde, die von ihrer Richtung abgelenkt sind. Wenn der E. nicht als Begleiter des vorderen Teiles der Cyklone erscheint, so muß er eher ein kalter Wind sein, da die Temperatur des Winters sich im Osten von Lugan rasch vermindert. Ähnliche Fälle kommen vor, aber ersteres pflegt häufiger zu geschehen.

Diese Wärme der S.E.-Winde in Südrußland und Westsibirien ist schon von Hann in seiner Abhandlung über die Winde der nördlichen Hemisphäre besprochen worden.

Ich lasse noch einige Bemerkungen über thermische Windrosen in Rußland und den Nachbarländern folgen.

Im Sommer sind überall die Westwinde kälter als die Ostwinde, was nicht nur davon abhängt, daß es im Inneren des Kontinentes etwas wärmer ist, sondern von der Bewölkung und Feuchtigkeit bei Westwinden, welche die Erwärmung der Erde durch die Sonne hindern.

Im Winter sind in Hammerfest und Archangelsk die Ostwinde kälter als alle anderen — hierin sieht man den Einfluß des Kontinents. Dann ist auch bemerkenswert, daß die Temperatur der Winde lange nicht der Lage der Isothermen entspricht. Der Grund, warum der E. und S.E. in Südrußland und Westsibirien als relativ warm erscheinen, ist schon genannt, und der Südwind kommt gleichfalls häufiger im vorderen Teile der Cyklone vor und ist deswegen sehr warm. Die kältesten Winde entsprechen gleichfalls nicht der Lage der Isothermen: sie befindet sich überall, oder fast überall links von der normalen zu der nächstgelegenen kälteren Isotherme. Dieser Umstand weist darauf hin, daß die kältesten Winde beim Vorübergange der Cyklonen im Süden vom Orte der Beobachtung bei der Drehung des Windes von Ost über Nord nach West vorzukommen pflegen. Hierbei erscheint der Nordwind als abgelenkter Nordost. In folgender Tabelle bezeichnet A. die Richtung des kälteren Windes im Winter, B. die Richtung der normalen zur nächstgelegenen, kälteren Isotherme.

	A.	B.
Paris	N.E.	E.
Hamburg	E.N.E.	E.
St. Petersburg	N.E.	E.N.E.
Hammerfest	E.N.E.	S.E.

	A.	B.
Archangelsk	E.N.E.	E.S.E.
Koſtroma	N.	N.E.
Moskau	N.N.E.	N.E.
Tobolsk	N.	N.E.

Alles, was ſich auf die tägliche Periode der Windſtärke bezieht, gewinnt jetzt eine große Bedeutung. Ich gebe einen Auszug aus meiner Abhandlung „Reſultate der Beobachtungen über die Windſtärke in Rußland", die in der Iswestija der kaiſ. ruſſ. geogr. Geſ. für 1883 abgedruckt iſt. Im Original ſind Mittel für jeden Monat angegeben, hier ſind ſie in 4 Gruppen vereinigt, und ebenſo vereinigte ich nahegelegene Orte, um die Tabelle ſo viel als möglich zu kürzen.

In der Tabelle giebt die Rubrik a die Mittel aus den Beobachtungen um 1 Uhr abends, d. h. für eine Stunde, die nahe mit der Zeit der größten Windſtärke zuſammenfällt (außer den Orten, die nahe am Meere liegen), die Rubrik b die Mittel um 7 Uhr morgens und 9 Uhr abends, wenn die Stärke des Windes dem Minimum nahe liegt (ſiehe Kap. 10).

Ich bemerke ausdrücklich, daß die Beobachtungen mit zwei Ausnahmen auf Schätzung der Windſtärke mittels der Wildſchen Windfahne beruhen.

	November bis Februar		März und April		Mai bis Auguſt		September und Oktober.	
	a.	b.	a.	b.	a.	b.	a.	b.
Archangelsk und Kem	5.1	5.0	5.9	4.5	5.4	3.5	5.8	4.4
Petroſawodsk und Sermakſſa	6.1	5.7	6.5	5.2	6.4	4.5	6.5	5.2
Leuchtturm von Hochland (Finniſcher Meerbuſ.)	6.0	5.9	5.4	5.1	4.5	4.5	6.0	6.0
St. Petersburg	4.9	4.5	5.1	4.1	4.9	3.9	5.1	4.2
Rshew und Moskau	4.3	3.9	4.3	3.1	4.3	2.5	4.6	2.8
Gulynki (Gouv. Rjaſan)	5.0	4.6	5.4	4.2	5.0	3.1	5.0	3.1
Pinsk und Kiew	4.9	4.1	5.0	4.1	4.5	2.8	4.4	2.9
Gorodiſchtſche (Gouv. Kiew) u. Kiſchinew	3.7	2.5	4.3	2.7	4.1	1.8	3.5	1.7
Nikolajew	5.3	4.4	7.1	4.8	5.3	3.5	4.8	2.6

	November bis Februar		März und April		Mai bis August		September und Oktober.	
	a.	b.	a.	b.	a.	b.	a.	b.
Leuchtturm von Tarschankut, N. W. d. Krim	6.6	6.7	6.3	5.5	5.1	4.1	6.0	5.2
Sewastopol	4.6	3.7	5.5	3.3	4.9	1.4	4.7	1.9
Lugan	5.9	4.4	6.4	4.3	6.5	2.5	7.1	2.7
Stawropol	2.5	1.5	3.0	1.7	2.8	1.3	2.6	1.1
Astrachan und Gurjew	5.2	3.9	6.2	4.0	5.3	3.0	5.6	2.9
Kasan und Simbirsk	3.2	2.9	3.9	3.6	3.3	1.9	3.5	2.4
Bogoslowsk und Slatoustow } Ural	3.5	2.7	4.5	2.6	5.0	2.2	4.5	2.7
Jekaterinenburg } Ural	4.3	3.8	5.4	3.1	5.4	2.3	5.5	3.3
Barnaul und Salair (Nördl. Altai)	3.2	2.8	4.4	2.8	3.8	1.7	3.9	2.3
Jenisseisk	2.5	2.0	3.6	2.8	3.8	2.1	3.7	2.4
Turuchansk	4.3	4.0	5.2	4.1	3.6	2.9	4.1	2.5

Die Tabelle zeigt, daß im Norden Rußlands, annähernd bis 50° N. Br. und besonders bis 55° N. Br., vom November bis Februar fast kein Unterschied in der Windstärke am Tage mit der am Morgen und Abend beobachteten vorhanden ist. Dieser Unterschied steigt stark im März und April, ist am größten vom Mai bis zum August und vermindert sich im September und Oktober. In Südrußland vermindert er sich im Herbste im Vergleich zum Sommer fast gar nicht, den Grund muß man darin suchen, daß in diesen Monaten Anticyklonen bei heiterem Himmel herrschen, wobei eine Verstärkung des Windes mitten am Tage beobachtet werden muß. Überhaupt befindet sich diese Erscheinung in großer Übereinstimmung mit der Bewölkung, der Grund ist im Kap. 10 angegeben worden. Im nördlichen und mittleren Rußland, wo auch im Sommer eine größere Bewölkung als im Süden beobachtet wird, ist die Verstärkung des Windes mitten am Tage nicht so bemerkbar. Sie ist außerdem am wenigsten auf den Inseln (Leuchtturm Hochland) und den Vorgebirgen (Leuchtturm Tarschankut) bemerkbar und zwar aus zwei Gründen: 1) wegen der geringeren Erwärmung des Bodens und der Luft am Tage, folglich wegen weniger

günstiger Verhältnisse für den aufsteigenden Luftstrom und 2) weil der Seewind die größte Stärke nicht um 1 Uhr, sondern um 4 oder 5 Uhr abends erreicht.

Es ist interessant, zwei nahegelegene Orte, beide am Meere, zu vergleichen, den Leuchtturm Tarschankut und Sewastopol; im zweiten ist die Verstärkung des Windes mitten am Tage sehr bemerkbar. Man muß dieses dem zuschreiben, daß Sewastopol an einer ausgedehnten und sehr verzweigten Bucht liegt, welche von felsigen Hügeln umgeben ist. Dieses gewährt für die Verstärkung des Windes mitten am Tage günstige Bedingungen. Ich führte schon einen ähnlichen Fall von der Insel Ascension an. (Kap. 10.)

In Südrußland (z. B. Lugan) ist selbst im Winter eine bedeutende Verstärkung des Windes am Tage bemerkbar, aber am mittleren Dnjepr und Pripet (Pinsk, Kiew) ist sie dann noch sehr klein.

Der Vergleich von Jenisseisk und Turuchansk zeigt, wie eine höhere Breite auch in diesen Gegenden auf die Verminderung der Differenz zwischen der Mitte des Tages und dem Morgen und dem Abend wirkt.

Die Zahlen der vorstehenden Tabelle sind auf fünfjährige Beobachtungen (für einige Orte sogar weniger) gegründet; dieses und die ungenaue Beobachtungsmethode erlauben natürlich nicht, sich in Einzelheiten einzulassen, jedoch ist kein Grund vorhanden, daran zu zweifeln, daß die allgemeinen Züge, welche oben angeführt wurden, sich auch durch längere und genauere Beobachtungen bestätigen werden.

Ich bemerke noch, daß mit Ausschluß der Orte am Ufer des Meeres und großer Seen (Petrosawodsk, Sermakssa), in waldreicheren Gegenden, wie Nordrußland und Sibirien, die Stärke des Windes überhaupt geringer ist als in den südlichen Steppengegenden.

Bezüglich der mittleren monatlichen Windstärke bemerke ich, daß sie im ganzen europäischen Rußland in den kalten Monaten vom November bis März größer ist, wobei der Wind im Norden im ersten und letzten dieser Monate stärker ist, im Süden aber im Dezember und März. Überhaupt nimmt die Windstärke im März in der Richtung nach Süden zu,

besonders ist sie im mittleren Transkaukasien bemerkbar. Diese Erscheinung ist wohl so zu erklären: 1) Die Isobaren liegen noch bedeutend enger aneinander als im Sommer, besonders im Süden Rußlands, und Cyklonen sind ziemlich häufig. 2) Die Sonne steht schon um Mittag ziemlich hoch und ist im stande, bedeutende aufsteigende Ströme hervorzurufen. 3) Die Temperaturdifferenzen sind bedeutend, da sich stellenweise noch Schnee und Eis erhalten hat (z. B. auf dem Asowschen Meere), andere Gebiete aber schon stark erwärmt sind.

Die geringste Stärke erreicht der Wind in Rußland im Sommer, im Norden etwa im Juli und August, im Süden im Juni.

Am Ural ist schon eine Verminderung der Windstärke, wie sie Sibirien eigen ist, im Winter bemerkbar, eine größere dann im Frühling und Herbst, im Sommer aber wieder eine kleinere, aber doch keine so schwache wie im Winter. Noch schärfer zeigt sich dieses in Jenisseisk, wo im Dezember und Januar die Winde viel schwächer sind als in den anderen Monaten (oben ist es schon bemerkt worden, wie oft die Windstille in diesen Monaten eintritt); im Mai und Oktober ist die Stärke am größten, aber im Juli und August geringer als in den übrigen wärmeren Monaten des Jahres.

Uber einige Winde, die eine Bedeutung für abgelegene Gegenden Rußlands haben, wird noch in den nächsten Kapiteln die Rede sein.

Kapitel 27.

Die Temperatur der Luft im europäischen Rußland und in Westsibirien.

Die Temperatur der Luft ist in Rußland besser erforscht als die übrigen klimatischen Elemente. Schon in dem im Jahre 1857 erschienenen Buche von Wesselowsky „über das Klima Rußlands" befinden sich Mittel für eine ziemlich große Anzahl Orte, noch viel umfangreicher ist das Material, welches Wild in seinen „Temperaturverhältnissen des russischen Reiches" benutzt, so daß ich in die Tabelle I nur einen ziemlich kleinen Teil des existierenden Materiales anfnehmen konnte.

Leider ist es jedoch nicht richtig, hieraus den Schluß zu ziehen, daß die Verteilung der Temperatur in Rußland gut bekannt ist; und zwar, weil es sogar auch im europäischen Rußland große Strecken giebt, wo gar keine Beobachtungen gemacht worden sind, wenn auch nur wenigstens für ein Jahr, z. B. im ganzen ausgedehnten Bassin der Petschora *), oder im ganzen westlichen Teile des archangelschen Gouvernements (mit Ausnahme zweier Orte, die nahe am Ufer liegen, Kem und Kola), aber auch dort, wo die Zahl der Stationen ziemlich groß ist, entspricht die Qualität des Materiales lange nicht der Quantität.

Außerhalb der Tundren des fernen Nordens und den trockenen Steppen des fernen Südostens giebt es auch ausge-

*) In der letzten Zeit ist eine lange Beobachtungsreihe aus der Petschoragegend zum Vorschein gekommen, aber es ist noch nichts darüber gedruckt.

dehnte Strecken, wo wenig Beobachtungen vorhanden sind, z. B. im S. W. von Moskau.

Außer dem Mangel an Beobachtungen in einigen Teilen Rußlands sind andere Mängel vorhanden. Auf der Mehrzahl der Stationen werden die Beobachtungen dreimal am Tage gemacht, um 7 Uhr morgens, und um 1 und 9 Uhr abends. Die Beobachtungen über das Temperaturminimum, wenn sie auch irgendwo gemacht werden, werden nicht gedruckt*), und man kann daher für die Monate vom März bis September keinen richtigen Begriff über Temperaturminima der Monate erhalten, da sie gewöhnlich früh am Morgen stattfinden, viel früher als um 7 a. m. Derselbe Umstand verhindert es, einen richtigen Begriff über die Frühlings- und Herbstfröste zu bekommen. Für die Monate vom Oktober bis Februar sind in Rußland die Beobachtungsstunden zweckentsprechender, ebenso ist auch die Beobachtung um 1 p. m. nicht fern von der Stunde des Temperaturmaximums.

Das europäische Rußland ist eine Ebene, in der nur wenige Punkte westlich vom Ural und nördlich von den Gebirgen der Krim 300 Meter über dem Meere erreichen. Nur im S.W. des Königreichs Polen und im N.W. des Gouvernements Archangelsk giebt es wirkliche Berge, aber die erstere Gegend gehört dem Klima nach schon zu Mitteleuropa (siehe Kap. 25) und die zweite zum fernen Norden.

Infolge des ebenen Charakters des Landes und der geringen Höhe fehlen scharfe Unterschiede nahegelegener Orte, die allgemeinen Züge des Klimas treten also desto deutlicher hervor. Dieses erleichtert natürlich das Studium des Klimas von Rußland, indem es weniger Stationen auf einem bestimmten Raume erfordert, als in mehr gebirgigen Ländern, z. B. in Westeuropa oder im Kaukasus.

Im Kapitel 25 habe ich die Größe der mittleren Jahrestemperaturen, derjenigen des Januar und Juli und der Jahresamplitude für die Klimate des mittleren und westlichen Europa und des ferneren Norden gegeben.

Die jährliche Amplitude, also die mehr oder weniger große

*) Außer den Beobachtungen weniger Stationen, wie Petersburg, Pawlowsk, Tiflis, Dorpat.

Kontinentalität des Klimas schien mir die beste Abgrenzung der beiden ersten zu sein, ebenso wie ich sie zur Abgrenzung des Klimas Mitteleuropas vom Klima Osteuropas, d. h. des europäischen Rußlands und der benachbarten Länder für besonders geeignet halte. Man kann diese oder eine andere Größe der Amplitude annehmen, aber man kann kein Merkmal finden, das für die Temperaturen Rußlands im Vergleich zu Westeuropa charakteristischer wäre. Ich nahm als untere Grenze der Amplitude für das Klima Rußlands 23° für die kontinentalen Orte und 20° für die Orte am offenen Meere. Eine Amplitude kleiner als 23° im Osten der Weichsel findet man nur an den Ufern der Krim und des Baltischen Meeres und nur an der Südküste der Krim (Jalta) ist sie etwas geringer als 20°.

Als obere Grenze der Jahresamplitude im Klima des europäischen Rußlands nehme ich 35° an. Von allen Stationen, auf denen lange Beobachtungen gemacht worden sind, hat nur Orenburg eine größere Amplitude als 35°, von allen jenseits des Urals nur Jekaterinenburg und Slatoustow eine etwas geringere.

Wenn die Jahresamplitude die Möglichkeit giebt, die Klimate des europäischen Rußlands von den Klimaten Mitteleuropas und Sibiriens abzugrenzen, so nehme ich für die Grenzen gegen den hohen Norden wieder die Isotherme des Juli von 12° an, auf diese Weise trennt sich der nördliche Teil des Gouvernements Archangel ab, sowohl im Westen, als auch im Osten vom Weißen Meer. Es könnte auch die Grenze des beständig gefrorenen Bodens als Grenze gegen den hohen Norden angenommen werden, aber jedenfalls wissen wir in dieser Hinsicht zu wenig, um sicher zu sein.

Wie muß die Grenze im Süden sein? Ich denke, die Isotherme des Januar 0° ist am besten dazu. Südlich von ihr ist im Winter Schlittenbahn schon selten und die Flüsse frieren nicht jeden Winter zu, selbst die kleinen nicht; also die Grenze mag sein, wo diese charakteristischen Merkmale des russischen Klimas mehr oder weniger exzeptionelle Erscheinungen werden. Auf diese Weise teilen wir den südlichen Teil der Krim ab, d. h. nicht nur die Südküste, sondern auch die nördlichen Thäler, weiter geht die Grenze längst des Hauptgebirgszuges des Kau-

kasus bis zu einiger Entfernung vom Kaspischen Meere, annähernd bis zum 42°.

Da das russische Klima durch vorwaltende Sommerregen charakterisiert ist und zwar durch einen Regenfall in solcher Menge, daß sie Bodenkultur ohne künstliche Bewässerung erlaubt, so ist im Südosten auch eine Grenze zu ziehen, denn, wie weiter gezeigt werden wird, zeichnen sich die kaspischen Steppen wesentlich vor dem übrigen Teil des europäischen Rußlands durch die geringe Menge Niederschläge (Regen und Schnee) aus. Werden diese ausgeschlossen, so dienen folgende Züge als Merkmale des Klimas im europäischen Rußlands:

Eine jährliche Amplitude von 23° bis 35° (an den Gestaden des Baltischen und Schwarzen Meeres von 20° an).

Eine mittlere Jahrestemperatur von —2° bis 10°.

Eine mittlere Temperatur des Juli von 12° bis 25°.

Eine mittlere Temperatur des Januar von —18° bis 0°.

Alsdann ist, wie es im Kapitel 29 auseinandergesetzt wird, dieses Klima durch das Vorherrschen der Niederschläge im Sommer charakterisiert mit Ausnahme weniger Teile der Gestade des Baltischen Meeres, wobei jedoch die relative Feuchtigkeit und Bewölkung überall im Winter größer sind als im Sommer.

Weiter sind die Schneedecke während (wenn auch nur eines Teiles) des Winters und ferner das Zufrieren der süßen Gewässer (das eine wie das andere geschieht im Süden nicht jedes Jahr) bezeichnende Merkmale.

Endlich ist auch die Möglichkeit, Getreide ohne künstliche Bewässerung zu kultivieren (im Norden nur Gerste), ein solches.

Das Klima Westsibiriens unterscheidet sich nicht wesentlich vom Klima des europäischen Rußlands, ich werde beide daher zusammen betrachten. Der Ural bildet keine klimatische Grenze.

Westsibirien verhält sich zum europäischen Rußland wie das letztere zu Mitteleuropa, d. h. von Westen nach Osten wird das Klima immer kontinentaler. Im Kapitel 26 ist gezeigt worden, daß auch in der Windrichtung kein wesentlicher Unterschied existiert, und daß die nördliche und mittlere Zone eine Windrichtung hat, welche mit derjenigen in denselben Breiten des europäischen Rußlands übereinstimmt, daß im Süden beider Länder aber die Windrichtung verschieden ist. In der Verteilung

der Niederschläge (des Regens und Schnees) ist gleichfalls eine große Ähnlichkeit, und Züge, die im europäischen Rußland bemerkbar sind, treten hier noch stärker hervor.

Ich habe bereits oben bemerkt, daß die Aralo-kaspischen Steppen ein besonderes Gebiet bilden müssen wegen der geringen Regenmenge und der Trockenheit der Luft. Westsibirien kann man folglich südlich beim 50° N. Br. abgrenzen. Indem ich, wie früher, den fernen Norden, wo die Temperatur des Juli niedriger als 12° ist, trenne, erhalte ich folgende Grenzen für das Klima Westsibiriens:

Eine jährliche Amplitude von 35 bis 45°.

Eine mittlere jährliche Temperatur von —12° bis 4°.

Eine mittlere Temperatur des Januar von —16° bis —33°, des Juli von 12° bis 24°.

Die jährliche Amplitude in Europa und Westsibirien wächst von Westen nach Osten, nach dem Innern des Kontinentes vom Atlantischen Ozeane. Es ist schon früher erwähnt, daß bei sonst gleichen Bedingungen die jährliche Amplitude in den höheren Breiten größer sein muß als in den niedrigen. Daher könnte man erwarten, daß sie in Europa unter demselben Meridian nach Norden zunehmen sollte. Allein in Westeuropa findet sich nicht selten das Umgekehrte. Dort komplizieren übrigens die Binnenmeere und die Gebirge die Erscheinungen sehr, in den russischen Ebenen sind sie einfacher.

Ich gebe einige Beispiele für Orte, die annähernd auf demselben Meridiane liegen. Die Orte folgen sich von Nord nach Süd:

Kem	26.1.	Lehrferm Wologda	29.4.	Ustsissolsk	31.7.
Odessa	26.3.	Samartyn, Gouv. Tambow	30.2.	Kasan	33.4.
				Zarizyn	34.0.
		Lugan	31.1.	Astrachan	32.6.

Im ersten Beispiel sind 2 Orte gewählt worden, die beide an dem Ufer von Binnenmeeren liegen; die Amplitude ist annähernd dieselbe, wiewohl sie bei normalen Verhältnissen in Kem größer sein müßte.

Im zweiten Beispiele erweist sich die Amplitude um $1^1/_2{}^0$ größer in Lugan, welches um volle 11° südlicher als die Lehrferm Wologda und dabei nicht weit vom Asowschen Meer liegt.

Als drittes Beispiel mußte ich im Norden einen Ort unter einem östlicheren Meridiane wählen, aber dennoch ist dort die Amplitude um 1° geringer als in Astrachan, d. h. als in der Nähe des Kaspischen Sees.

Den Grund dafür, daß die Amplitude nicht nur nicht abnimmt, sondern sich sogar von Norden nach Süden vergrößert, sehe ich in derselben Bedingung, welche die Abnahme der Anzahl von West- und Südwestwinden von Norden nach Süden in den kalten Monaten des Jahres erklärt, namentlich darin, daß beginnend mit dem 52° N. Br., aber besonders mit dem 50° N.Br., im Westen von Rußland immer mehr Bergketten erscheinen, die sie vom Ozean trennen, daher auch die Abschwächung der Westwinde und überhaupt ein kontinentaleres Klima im Süden Rußlands als im Norden. Die Amplituden werden kleiner, d. h. der Unterschied zwischen den Temperaturen des Sommers und Winters vermindert sich südlich von den hohen Bergketten, die vor den kalten Winden schützen, d. h. am Südufer der Krim und besonders in Transkaukasien. Aber auch hier, sogar am Ufer des Schwarzen Meeres unter dem Schutze der nahegelegenen Berge, wie z. B. in Suchum, ist die Amplitude kaum geringer als unter 69—70° an der Marmorküste.

In Westsibirien und im Süden davon kann man sich noch weniger an die Meridiane allein halten, wegen Mangels einer großen Zahl guter Beobachtungen, sondern man muß sich mit den nahegelegenen begnügen.

	Jährliche Amplitude.
Beresow	$38._9$.
Dalmatow	$35._8$.
Irgis	$40._4$.
Kasalinsk	$37._5$.
Petroalexandrowsk	$33._0$.

Hier wie auch im europäischen Rußland unter den Breiten von 50° und sogar südlicher, ist die Amplitude größer als weiter nach Norden, und sogar unter $41^1/_2{}^\circ$ verringert sie sich nur ein wenig.

Ein Umstand ist sehr wichtig und kann auch zur Charakterisierung des russischen Klimas dienen: von allen aus-

gedehnten Gegenden fern vom Meere und außerhalb der Wendekreise verringert sich die Temperatur nirgends so langsam von Süden nach Norden, wie im europäischen Rußland, besonders im Norden bis 50°, im ganzen annähernd 0.°4 auf 1° Breite, wobei die Änderung im Sommer und Winter fast gleich ist und sogar ein wenig geringer im Winter. Ich habe bereits früher darauf hingewiesen (Kap. 19), daß der östliche Teil der Vereinigten Staaten sich scharf vom europäischen Rußland unterscheidet: dort ist im Gegenteil die Verminderung der Temperatur nach Norden hin rascher als sonst irgendwo, wo es keine hohen Bergketten längst der Parallele giebt, dort aber ist auch der Grund hierzu gegeben — die mehr nördliche Richtung des Windes im Winter, im Frühling und Herbst im nördlichen Teile des Landes als im südlichen.

Im europäischen Rußland herrschen im Norden die warmen Winde vor, in der Mitte viel weniger, nach Süden aber herrschen schon mehr kalte, östliche vor, daher die außerordentlich langsame Verminderung der Temperatur im Winter von Süden nach Norden. Nähert man sich dem Schwarzen Meer, so verändern sich die Bedingungen, dieses Meer friert nur in geringer Entfernung an den Ufern zu, die Winde bringen von ihm im Winter warme Luft, und solche Winde sind nicht selten, besonders im Dezember; daher die raschere Temperaturänderung mit der Breite im Süden Rußlands. Sie ist natürlich noch rascher in der Krim, wo die Berge das südliche Ufer vor kalten Winden schützen, während es hingegen dem Einfluß des Schwarzen Meeres offen ist: im Winter beträgt zwischen Jalta und Simferopol der Temperaturunterschied mehr als 4°, bei einem Breitenunterschiede geringer als $^1/_2$°.*)

In Westsibirien nimmt die Temperatur von Süden nach Norden schneller ab, aber im übrigen tritt auch hier eine schnellere Veränderung südlich vom 48° als im Norden ein. Dabei ist bemerkenswert, daß bei der Annäherung an die Aralo-kaspischen Steppen die Veränderungen schneller im Sommer, im Herbst und besonders im Frühling als im Winter vor sich gehen; der Frühling erscheint in der Steppe früher, weil dort viel weniger

*) Siehe den Vergleich der Temperatur auf beiden Seiten der Alpen, Kapitel 26.

Schnee liegt und sein Schmelzen keine große Wärmemenge absorbiert. Zwischen Beresow und Irgis ist der Unterschied auf 1° Breite $0._{44}°$ für den Januar, $0._{51}°$ für den Juli, $1._{0}°$ für den Mai, $0._{61}°$ für das Jahr. Im Winter nimmt die Temperatur im europäischen Rußland und Westsibirien wie auch in Westeuropa ebenso rasch von Westen nach Osten ab, teilweise sogar rascher als von Süden nach Norden, d. h. der Einfluß des Kontinentes ist wichtiger als der Einfluß der Breite.*)

Die Temperatur des Sommers steigt von Westen nach Osten etwas an, aber dieses Ansteigen ist nur auf einige 100 km vom Ozean bedeutend, weiter geht sie sehr langsam, wobei nicht selten verschiedene Bedingungen den Einfluß der größeren oder geringeren Entfernung vom Ozean weit überwiegen. Der Einfluß der Wälder tritt besonders stark in dieser Beziehung hervor, wie aus der Tabelle im Kapitel 13 zu ersehen ist, aber außerdem giebt es noch andere Bedingungen. Daher die nicht seltene Erscheinung, daß in gleicher Höhe über dem Meere ein vom Atlantischen Ozean entfernterer Ort einen kälteren Sommer hat, als ein mehr in der Nähe liegender.

Das europäische Rußland und Westsibirien sind ebene Länder und hier finden wir folglich geringe Unterschiede in den Temperaturen, die von der Höhe über dem Meer abhängen. Berge trifft man nur im Süden beider Länder an (die Berge der Krim, der Kaukasus, der Altai) und mitten zwischen ihnen (den Ural). Allein es giebt zusammenhängende Erhebungen bis zu 200 und 250 Meter über dem Meere. Aus dem, was im Kapitel 11 bemerkt ist, kann man ersehen, daß auf solchen Höhen im Winter die Temperatur sehr wenig verschieden sein muß von derjenigen der Niederungen, bei sonst gleichen Bedingungen, und daß im Sommer der Unterschied schärfer hervortritt. (Siehe z. B. Tabelle I, Kursk.) Ich werde zu diesem Gegenstande bei der Betrachtung einzelner Gegenden Rußlands zurückkehren.

---

*) Auf einen Längengrad ist die Differenz etwas geringer als auf einen Breitegrad, aber man muß daran denken, daß erstere in der Breite von 60° nur die Hälfte der Ausdehnung der letzteren haben, so daß im gleichen Abstande die Temperatur schneller von Osten nach Westen abnimmt.

Ich fange mit dem Norden an.

Auf den Halbinseln Lappland und Kola existieren schärfere Unterschiede als sogar auf beiden Seiten der Alpen, wenn man Orte, die in derselben Höhe über dem Meere liegen, vergleicht. Im Winter ist an den Nordufern Norwegens und den benachbarten Inseln und in etwas geringerem Grade auf der russischen Murmanküste die Temperatur für die Breite außerordentlich hoch, das offene Meer friert niemals zu, auf ihm kommt sogar kein schwimmendes Eis vor (mit Ausnahme des Eises, das aus den Busen und Flußmündungen herausgetragen wird). Hier ist noch in vollem Maße der Einfluß des Golfstromes bemerkbar (siehe Kapitel 6 und 25). Im Süden und sogar im Südwesten von hier, im Inneren der lappländischen Halbinsel, ist im Gegenteil der Winter sehr kalt, kälter als im Osten von hier im mittleren Teil des Gouvernements Archangel. Der Grund dieser Winterkälte ist der Schutz durch Berge, besonders von Westen und Norden, d. h. von seiten des warmen, nicht gefrierenden Meeres. Die warmen Winde werden durch Berge abgeschwächt, die Luft kommt schon kälter heran, es giebt häufige Windstille bei klarem Himmel — d. h. Verhältnisse, die zur Bildung von Anticyklonen im Winter in Lappland führen.

Veränderlichkeit — ist der allgemeine Charakter des Klimas Nordeuropas, und derartige Anticyklonen sind nicht lange beständig, in manchen Wintern kommen sie nicht oder selten vor, dieses namentlich in den Fällen, wenn der Luftdruck im Norden von Norwegen, auf dem Eismeere, besonders niedrig ist, dann herrschen heftige südliche Winde, welche warme Luft aus Mitteleuropa und von der Oberfläche des Baltischen und Deutschen Meeres zuführen.

Anticyklonen sind hingegen häufig, namentlich, wenn auf dem Nordmeere der Luftdruck weniger niedrig ist als gewöhnlich, dann ist das Innere Lapplands kalt, es entsteht ein hoher Luftdruck mit Kalmen und die abgekühlte Luft fließt nach allen Seiten zu den Meeren hin.

Infolge besonderer geographischer Bedingungen sind hier die Isothermen der Wintermonate, und in geringerem Grade sogar die Isothermen des Jahres sehr dicht gedrängt und haben ihre konkaven Scheitel nach Norden.

Dieſelben Bedingungen, die Lappland ein ſehr kaltes Winterklima geben, ſind der Wärme des Sommers günſtig: der Schutz durch Berge gegen das Meer im Norden und Weſten. Dieſes ſchwächt die Winde, die im Sommer kaltes, feuchtes Wetter bringen. Der Landbau würde viel weiter nach Norden betrieben werden ungeachtet der Höhe der Plateaus, wenn keine frühen Herbſtfröſte vorkämen. Die Bäume, die weniger von ihnen leiden, bringen weit nach Norden vor, hochſtämmige Wälder kommen noch in der Umgegend von Kola vor, nur an den Ufern des Ozeanes ſelbſt fehlen ſie an der Murmanküſte.

Ein Teil der Ufer dieſes nicht gefrierenden Meeres gehört zu Rußland, aber Beobachtungen giebt es dort nicht. Allein es iſt wahrſcheinlich, daß z. B. auf den Norduſern der Inſel Kildin und der Fiſcherhalbinſel der Winter nur ein wenig kälter iſt als z. B. in Wardö in Nordnorwegen. Öſtlich von Swjatoi Noß kommt ſchon oft ſchwimmendes Eis vor und das Meer gefriert. Noch rauher iſt das Klima an den nördlichen Ufern des Weißen Meeres, das letztere gefriert in großer Ausdehnung und nur die Tiefe und die ſtarken Strömungen verhindern das vollſtändige Zufrieren. Daher der ziemlich kalte Winter, der keineswegs durch einen warmen Sommer kompenſiert wird, weil das Schmelzen des Eiſes den Aufwand einer ſehr großen Wärmemenge erfordert, und wenn es vollſtändig geſchmolzen iſt, ſo kühlt das kalte Waſſer noch lange die Luft. Daher iſt bei dem Orlow-Leuchtturme ſogar der Sommer kälter als in Wardö, weil in der Nähe der letzteren Orte das Meer frei von Eis iſt und ſich durch die Strömung von Süden erwärmt; die Weſtufer des Weißen Meeres ſind im Sommer kälter als die öſtlichen, weil die Winde und Strömungen hierher das kalte Waſſer von Norden bringen, an den niedrigeren öſtlichen Ufern wird das Waſſer durch die Sonne erwärmt.

Das Eismeer iſt an den Petſchoramündungen kälter als das Weiße Meer, das Eis hält ſich bis zum Juli (natürlich nicht als zuſammenhängende Maſſe) und über das Petſchorathal hinweg weht ein ſcharfer, kalter Wind. Infolge deſſen bemerkt man einen großen Unterſchied im Klima und der Vegetation in den Baſſins der Petſchora und Wytſchegda (des rechten Zufluſſes

der nördlichen Dwina), in letzterem hat die Vegetation einen viel südlicheren Charakter.

Beobachtungen in zwei Gegenden des nördlichen Rußland, die durch das Weiße Meer getrennt sind, wären besonders wichtig: einerseits auf der Halbinsel Lappland, andererseits in den Bassins der Petschora, des Mezen und zum Teil der Wytschegda. Dieses wäre nicht nur in wissenschaftlicher Beziehung sehr wichtig, sondern auch für die praktische Meteorologie und zwar namentlich aus folgenden Gründen.

So lange kein oder nur sehr wenig Schnee vorhanden ist, so sind die Fröste nicht beständig, die Temperatur kann leicht bedeutend über 0° steigen; anders steht die Sache, wenn die Erde eine dichte Schneedecke erhält. Der Schnee giebt den Frösten Beharrlichkeit, bildet die Bedingung ihrer Dauer, denn sowie die Temperatur über 0° steigt, wird die Wärme zur Schneeschmelze gebraucht.

Hieraus ziehe ich den Schluß, daß in Europa und Westsibirien sowohl für das Eintreten des Tauwetters im Frühling erforderlich ist, daß nicht weit nach Süden und Westen Kontinente vorhanden wären, die frei von Schnee sind oder Meere frei von Eis, als es auch für das Eintreten andauernder Fröste nötig ist, daß im Norden oder Osten kontinentale mit Schnee bedeckte Flächen vorhanden seien.

Hieraus folgt, daß es uns sehr nützlich ist, im Herbst zu wissen, was nördlich von uns geschieht, nicht nur, ob dort Fröste sind, sondern auch, ob dort Schnee liegt. Die geographischen Verhältnisse Rußlands sind derartig, daß fast in der Mitte seiner nördlichen Ufer das Weiße Meer tief einschneidet; da das Meer im Herbst wärmer als der Kontinent ist, so kann es die Luft nicht abkühlen und daher teilt es die Gegenden, von denen wir einen Zufluß kalter Luft erwarten können, in zwei Teile. Im Westen liegt die Halbinsel Lappland, im Osten die Gegend des Mezen, der Petschora und der Obmündung. Wir können aus der einen wie der anderen Gegend Fröste erwarten und ist es sehr wichtig zu wissen, ob dort Schlittenbahn vorhanden ist oder nicht. Wenn ja, so können wir den Zufluß einer großen Menge kalter Luft von dort erwarten, natürlich bei einer Verteilung des Luftdruckes, die einem solchen Zuflusse günstig ist.

Dann ist das frühere oder spätere Eintreten von Fröſten im Herbſt eine ſehr wichtige Frage für die Schiffahrt, beſonders die Flußſchiffahrt. Die Möglichkeit, die Bildung des Eiſes auf den Flüſſen um einige Tage vorauszuſehen, würde die Flußſchiffahrt vor großen Verluſten bewahren, indem ihr die Möglichkeit gewährt würde, einerſeits den Untergang oder die Beſchädigung der Fahrzeuge durch das Eis zu vermeiden und ſie zur rechten Zeit zur Überwinterung in einem Hafen zu bergen, wenn das frühe Eintreten von Fröſten vorausgeſehen wird, und ihnen die Möglichkeit zu geben, ihre Fahrten auch ſpäter als gewöhnlich fortzuſetzen, wenn keine Wahrſcheinlichkeit eines baldigen Eintretens der Fröſte vorhanden iſt.

Bis jetzt ſind in dieſen ſo wichtigen Gegenden keine Beobachtungen gemacht oder wenigſtens veröffentlicht worden, daher kann ich nicht vollkommen das beweiſen, was ich hier behaupte. Jedoch der Zuſammenhang der Erſcheinungen iſt aus folgendem zu ſehen. Im Jahre 1880, als in einem großen Teile Rußlands außerordentlich früh Eis auf den Flüſſen erſchien, waren auch Nachrichten über früheres Eintreten von Fröſten im Norden Sibiriens und in Lappland vorhanden, z. B.: Dampfer mit Barken froren ſchon am 10. Oktober auf dem Ob in der Nähe von Surgut ein. Im Herbſt 1882, als wiederum im europäiſchen Rußland die Schiffahrt früh endete, begannen die Fröſte in Weſtſibirien gleichfalls früher. In den Jahren 1877 und 1878 froren im größten Teile Rußlands die Flüſſe ſehr ſpät zu. Im Jahre 1878 traten die Fröſte ſowohl in Lappland als auch im nördlichen Teile Weſtſibiriens ſehr ſpät ein, 1877 fingen ſie etwas früher im letzteren an, aber waren lange von Schneeloſigkeit begleitet.

Im Süden der lappländiſchen Halbinſel (die Südgrenze derſelben von ſeiten Rußlands bildet die Linie von der Torneomündung zum nordweſtlichen Teil des Kandalakſchabuſens des Weißen Meeres) befinden ſich Länder mit einem weniger rauhen Klima, ein großer Teil Finnlands, der ſüdweſtliche Teil des archangelskſchen und der weſtliche Teil des olonezſchen Gouvernements. Dieſes iſt ein Land von Seen, Wäldern und Sümpfen. Die Temperatur des Winters iſt ſehr verſchieden, im Januar —12° und niedriger im Norden und Oſten und nicht niedriger

als —4° auf den Inseln und Vorgebirgen, die ins Baltische Meer hineinragen, der Hauptteil des letzteren friert fast niemals vollständig zu, sogar unter 59° —60° N. Br., der Bottnische und Finnische Meerbusen dagegen frieren in sehr kalten Wintern vollständig zu. Das Schmelzen des Eises kühlt die Luft im Frühjahr und im Anfang des Sommers ab, in dieser Beziehung ist auch das Schmelzen des Eises auf den Seen, besonders dem Ladoga und Onega, wichtig. Die Eismenge auf diesen Seen ist auch sehr verschieden, je nach der Temperatur des Winters und der Stärke der Winde. Stürme im Winter sind einer größeren Eisbildung günstig, indem sie die obere Wasserfläche den Wirkungen des Frostes öffnen. Die Temperatur des Sommers ist bedeutend niedriger an den Ufern der Meere und Seen, besonders auf den Inseln und Vorgebirgen (Walaam, Hangö), und höher an denjenigen Küstenorten, welche nicht so exponiert liegen (Torneo, Helsingfors, Petrosawodk); fern von den großen Seen ist die Temperatur noch höher, z. B. in Kuopio im Inneren Finnlands hat der Juli 17.3^0. Überhaupt hat in Finnland im Inneren des Landes der Juli eine Temperatur von ungefähr 17°, unabhängig von der Breite. Die Breite an und für sich sollte auch keinen Einfluß auf die Temperatur des Sommers zwischen 60° — 70° N. Br. haben, bei sonst gleichen Bedingungen, und dieses trifft wirklich im Inneren Finnlands ein. Die ausgedehnten Sümpfe dieses Landes müssen die Luft abkühlen, aber die Ansiedlungen pflegen gewöhnlich außerhalb ihres unmittelbaren Einflusses zu liegen, die Granitfelsen erwärmen sich stark durch die Sonne, und die hier vorherrschenden Kiefernwälder kühlen die Luft im Sommer weniger ab als die Laub- und Tannenwälder, da sie wenig Wasser verdunsten. Die Seen Finnlands, wenigstens des westlichen, sind viel kleiner als der Ladoga und Onega, daher sind auf ihnen die Winde nicht besonders stark und die Oberfläche des Wassers kann sich durch die Strahlen der Sonne stärker erwärmen.

Die Inseln des Baltischen Meeres gehören im Winter zu den wärmsten Teilen des europäischen Rußlands, der Sommer ist hier aber kälter als im Inneren Finnlands.

Auch südlich von Finnland, in den Gouvernements von St. Petersburg bis inklusive Kurland, macht sich der Einfluß des

Baltischen Meeres fühlbar, und im Winter je südlicher, desto mehr, da schon der Rigaische Meerbusen weniger Eis hat als der Finnische: noch weniger Eis bildet sich im offenen Baltischen Meere westlich von Kurland, und selbst die Häfen von Windau und Libau gefrieren nur in strengen Wintern auf kurze Zeit. Je näher dem Meere, namentlich dessen offenem Teile, desto höher ist die Temperatur des Jahres und namentlich des Winters, desto niedriger diejenige des Sommers. Da auf dem Baltischen Meere sich ziemlich viel Eis bildet, so ist an dessen Ufern eine größere Verzögerung der Temperaturzunahme und Abnahme bemerkbar, als an denjenigen von Binnenmeeren, auf welchen sich kein Eis bildet, denn zu der großen Wärmekapazität des Wassers kommt noch die Änderung des Aggregatzustandes hinzu. Die Eisbildung wird dadurch erleichtert, daß das Baltische Meer nur ganz im Westen über 1 % Salz hält, der Finnische und Bottnische Meerbusen aber unter ½ %. Wie wichtig die unmittelbare Nähe des Meeres ist, kann man bei dem Vergleiche der Temperatur von Dorpat mit derjenigen der Küstenorte sehen.

Inwiefern die Rodung der Wälder und die Kultur des Bodens in den baltischen Provinzen auf die Sommertemperaturen gewirkt haben, ist schwer zu entscheiden, denn die kühlen Seewinde können jetzt die Luft mehr abkühlen als zu der Zeit, wo das ganze Land dicht bewaldet war. Ich habe schon früher die nördliche Waldgrenze auf dem alten Kontinente erwähnt, ebenso auch die Nordgrenze des Ackerbaues und der Fruchtbäume in Skandinavien. In Rußland ist viel weniger Ursache, die eine oder die andere als klimatische Grenze zu betrachten, und zwar je mehr nach Osten, desto weniger. Es sind eben hier viel weniger zahlreiche und weniger nachhaltige Versuche damit gemacht worden. Bei den Körnerfrüchten sind namentlich noch nicht solche Varietäten erzeugt worden, welche schnell reifen, die Kulturversuche wurden mit Getreide aus südlicheren Gegenden gemacht. Kudriawzew erwähnt, daß Gerste selbst bei Kola, also fast unter 69° N. Br. reift. Roggen wird bis 65° N. Br. im westlichen Teile des Gouvernements Archangelsk kultiviert, weiter östlich nicht so weit.

Über die Kultur der Fruchtbäume ist kürzlich eine gediegene Publikation des Ministeriums der Domänen erschienen. Bei

Petersburg wird der Apfelbaum nicht im großen kultiviert, wohl aber im Kreise Luga, etwa 100 km südlich von der Hauptstadt. Mit großem Erfolge ist es auch bei dem Kloster auf der Insel Walaam im nördlichen Teile des Ladoga gelungen; hier mag eine klimatische Oase sein (warmer Herbst und Winter, Felsen, welche Schutz gegen Norden gewähren ꝛc.). Weiter nach Osten sinkt die Grenze nach Süden, aber im Gouvernement Wjätka bei der Stadt desselben Namens ($58^1/_2{}^0$ N. Br.) wird die Kultur des Apfelbaumes mit Erfolg betrieben.

Die Waldaihöhe hat erwiesenermaßen einen abkühlenden Einfluß auf die Temperatur, namentlich liegt der Schnee im Frühling hier viel länger als südlich und sogar nördlich davon, d. h. als in der Niederung bei Petersburg.

Die allgemeinen Züge des Klimas im mittleren Teile des europäischen Rußlands sind folgende: Ein nicht besonders rauher, aber anhaltender Winter (wenn man Winter die Zeit nennt, in der die Temperatur niedriger als 0^0 ist), wobei die Temperatur des Nordens und Südens relativ wenig voneinander abweichen, ein später Frühling mit häufig wiederkehrender Kälte, ein gemäßigt warmer Sommer, günstig für den Landbau, ziemlich häufige und rasche Temperaturänderungen, besonders im Winter und Frühling, aber relativ kleine von Juni, Juli bis Oktober, wobei die Beständigkeit der Temperatur im Oktober eher dem nordwestlichen Rußland eigentümlich ist, während im Osten und Südosten die Veränderungen schärfer hervortreten. Der allgemeine ebene Charakter der Gegend, die Entfernung von Bergen und Meeren erschweren die Abgrenzung der einzelnen klimatischen Provinzen um so mehr, da hier die Temperaturänderungen nach der Breite außerordentlich langsam sind. Der Unterschied des Nordens und Südens und besonders der Nordwesten und Südosten ist bei uns viel bemerkbarer in der Feuchtigkeit der Luft und im Charakter der Niederschläge, als in der Temperatur des Winters. Wichtig ist auch der Unterschied in der Richtung des Windes (Kap. 26).

Oben ist bereits bemerkt worden, daß im Winter der Unterschied des Westens und Ostens schärfer hervortritt, als derjenige des Nordens und Südens: je weiter nach Osten, desto kälter der Winter, desto häufiger starke Fröste, desto seltener Tauwetter. Es

genügt zu bemerken, daß in Orenburg (unter 52°) der Winter kälter ist als in Archangelsk unter 64° N. Br. und daß in der ganzen westlichen Zone Rußlands nur im Inneren Lapplands, also schon nördlich vom Polarkreise, der Winter etwas kälter ist als am ersteren Orte. Ein Blick auf die Isothermenkarte des Januar zeigt, um wieviel in ganz Rußland der Winter im Osten kälter ist als im Westen.

Im Sommer geht die Verminderung der Temperatur ebenso schnell von Süden nach Norden, wie im Winter, aber ein Teil Mittelrußlands bildet ein Hochland, wiewohl kein sehr hohes, und da sich im Sommer die Temperatur schneller mit der Höhe vermindert als im Winter, so zeigt sich schon der Einfluß der Höhe in den wirklichen (nicht auf das Meeresniveau reduzierten) Temperaturen des Sommers. Viele Orte Mittelrußlands sind daher nicht wärmer als die nördlicheren, aber niedriger gelegenen.

Bei den geringen Temperaturunterschieden nach der Breite ist es eine Erscheinung, welche auf der ausgedehnten Ebene des europäischen Rußlands schon lange die Aufmerksamkeit auf sich gelenkt hat, es ist die Region der Schwarzerde (Tschernosjom), welche eine von der Waldregion im Norden verschiedene Vegetation hat und auch, bevor Waldrodung und Ackerbau in Rußland anfingen, wenig bewaldet war, jetzt noch weniger, weil der fruchtbare Boden in Kultur genommen worden ist. Die Nordgrenze der Schwarzerde ist etwa unter 50° N. Br. im Südwesten Rußlands, erhebt sich östlich vom Dnjepr bedeutend nach Norden, verläuft etwa unter 54° N. Br. unter dem Meridiane von Moskau, etwas nördlich vom 55° bei Kasan und unter 56° in der Nähe des Ural. Es fehlt nicht an Stimmen, welche die Verschiedenheit der Vegetation nördlich und südlich der Grenze dem Klima zuschreiben und behaupten, im Süden sei das wärmere und trocknere Klima den Gräsern und Stauden günstiger gewesen, und durch Verwesung derselben hätte sich der Humus gebildet. Diese Art der Entstehung der Schwarzerde ist jedenfalls anzunehmen, viel schwerer aber würde es sein, zu erklären, wie ein so kleiner Unterschied der Wärme und Feuchtigkeit einen so durchgreifenden Unterschied der Vegetation erzeugen konnte.

Eins ist sicher, daß jetzt, infolge der Seltenheit der Wälder in der Schwarzerde-Region, die Monate April bis September

wärmer und trockener sind als nördlich von ihnen, namentlich daß der Schnee früher schmilzt, weil er durch Bäume nicht beschattet wird, dann auch, daß die Temperatur im Juli höher steigt und daher die Luft trockener ist, weil dann das Getreide reif oder nahezu reif ist und daher von da an wenig verdunstet.

Jedoch nicht auf der ganzen Strecke südlich von obiger Grenze ist wirklich Schwarzerde vorhanden, es giebt mehr oder weniger ausgedehnte Strecken ohne solche humose Bildungen, welche ursprünglich bewaldet waren und es teilweise noch sind. Hier sind auch die Temperaturen niedriger (siehe Kapitel 13 Poljänki). Namentlich sind der S.E.-Teil des Gouvernements Pensa, der S.W.-Teil des Gouvernements Ssimbirsk und der N.-Teil des Gouvernements Ssaratow als rauh, namentlich im Sommer, bekannt, was freilich nicht allein von den ausgedehnten Wäldern, sondern auch von der Höhe kommt, es giebt hier ausgedehnte Plateaus, welche 250—300 m hoch sind, und wo selbst Apfelbäume schwer reifen und dem Erfrieren ausgesetzt sind. An den Ufern der Wolga ist das Klima viel wärmer und zwar nicht nur im Sommer, sondern namentlich im Frühling, so daß der Schnee 2—3 Wochen früher verschwindet und die Bestellung der Felder ebenso viel früher anfängt.

Überhaupt ist die Steppe auf dem linken Ufer der Wolga und südlich vom Obstschei Syrt, einem Hügelzuge, welcher die Gebiete der Ssamara und des Ural trennt und bei Kamyschin fast an die Wolga reicht, etwa von April bis September bedeutend wärmer als die Gegend nördlich und westlich davon, schon wegen der geringen absoluten Höhe, welche wenig über, teilweise selbst unter dem Meeresniveau liegt.

Das südwestliche Rußland, d. h. die Gouvernements Kiew, Podolien und Wolynien, gehören in ihrem nördlichen Teil zur Waldregion Rußlands, die keine Schwarzerde hat, und besitzen daher einen relativ kühlen Sommer, denn die ausgedehnten Wälder und Sümpfe mäßigen die Temperatur des Sommers und geben viel Feuchtigkeit. Südlich von den Sümpfen am Pripet (Poleßje) ist die Gegend höher, eine der höchsten in Rußland. Die mittlere Temperatur des Jahres und Winters in diesem Lande ist aus den Beobachtungen in Kiew ersichtlich, welches im äußersten Nordosten desselben liegt und in Kamenez im äußersten

Südwesten übrigens muß das Thal des Dnjestr noch wärmer sein, infolge der geringeren Höhe und des Schutzes der Hügel). Im Vergleich mit Mittel- und besonders mit Nordrußland ist diese Gegend warm und ihr Klima gemäßigt; besonders günstig für die Vegetation ist das frühe Eintreten der Wärme im Frühling und der andauernd warme Herbst, bei einem nicht sehr warmen Sommer. Wie aus der Tabelle 1 zu ersehen ist, ist auch der Winter hier bedeutend wärmer als im nördlichen und mittleren Rußland, aber bedeutend kälter als in Zentral- und Westeuropa in derselben Breite, dasselbe kann man auch über Ostgalizien und die Bukowina bemerken, deren östlichere, nicht gebirgige Teile klimatisch wie auch geographisch eine Fortsetzung von S.W.-Rußland sind. Auch in diesen Gegenden wird die Wärme des kontinentalen Sommers durch die Höhe, die Wälder, wie auch durch Bewölkung und Regen gemildert und ist der Sommer nicht wärmer als in derselben Breite und Meereshöhe in Mitteleuropa.

Überall im Norden der Karpathen ist der Winter noch rauh genug, da im Norden davon eine ausgedehnte Ebene ist, deren kalten Winden das Land offen steht; die Karpathen bilden eine merkliche klimatische Grenze. Südlich von ihnen ist der Winter, der Frühling und der Herbst bedeutend wärmer als im Norden. Was den Sommer anbetrifft, so sind in dieser Beziehung nicht die Berge wichtig, sondern die Verteilung der Wälder: in der ungarischen Steppe ist er fast ebenso warm, wie unter denselben Breiten in den Steppen Südrußlands, im waldreichen östlichen Ungarn und Siebenbürgen, selbst bei Reduktion auf ein gemeinsames Niveau, kälter.

Ich bemerke noch, daß in Podolien und dem nördlichen Beßarabien zwei wichtige Vegetationsgrenzen verlaufen: am Dnjestr ist die Nordgrenze der Kultur des Weinstockes im großen, zur Weinbereitung, und in der äußersten Nordwestecke des Kreises Chotin in Beßarabien, der sog. russischen Bukowina*), sind die letzten Buchenwälder nach Osten in der Ebene, sie erscheinen dann erst wieder am Nordhange der Gebirge der Krim.

*) Bukowina, slav. Buchenland; von den Buchenwäldern hat auch die benachbarte österreichische Provinz ihren Namen.

Ich gehe jetzt zu Südrußland über. Dieses unterscheidet sich wesentlich vom mittleren, wie auch vom südwestlichen Teile Rußlands, wiewohl es hier nicht möglich ist, eine scharfe Grenze zu ziehen, wie dies überhaupt in unserer Ebene nicht angeht. Der Steppencharakter der Gegend und die ununterbrochene Fortsetzung der Steppen bis Mittelasien haben einen wesentlichen Einfluß auf die Temperatur, indem sie den trockenen Ostwinden Spielraum gewähren, den kalten im Winter, den warmen im Sommer, während einige Bergreihen im Westen den Zutritt der Winde vom Ozean erschweren. Die allgemeine Verteilung des Luftdruckes führt dazu, daß im Sommer oder genauer, von Mitte Mai bis Mitte August, Westwinde herrschen, Ost- und besonders Südostwinde seltener sind als im Winter. Im Kapitel 26 habe ich schon die Winde erwähnt.

Infolge des Vorherrschens von Steppen wie auch eines wärmeren Winters bildet die Schneedecke in Südrußland keine so gewöhnliche Erscheinung wie im mittleren, dieses führt zu einem rascheren Ansteigen der Temperatur im Frühling, wie es besonders in den Steppen Südostrußlands bemerkbar ist, wo der April bedeutend wärmer als der Oktober ist. Die Schneearmut aber führt dazu, daß im Winter die Temperatur bei warmen Winden viel höher steigen kann als dort, wo tiefer Schnee auf dem Boden lagert: Wärme wird zum Schmelzen des Schnees nicht verbraucht, daher ist eine rasche Erhöhung der Temperatur möglich.

Die Halbinsel der Krim ist der wärmste Teil des europäischen Rußlands, hier giebt sich die Nachbarschaft des nie zugefrorenen Meeres deutlich zu erkennen, und am Südufer, im Schutze der Berge, wachsen Lorbeerbäume, Feigen, Magnolien, Olbäume und viele andere Bäume Südeuropas. Übrigens kommen auch hier Fröste unter —10° vor und der Schnee liegt bisweilen einige Tage. Die nördlichen Thäler und die am Meer gelegenen Orte, die nicht durch Berge geschützt sind, wie z. B. Sewastopol, Kertsch, haben einen sehr veränderlichen Winter; wenn Südwinde herrschen, ist es fast ebenso warm wie auf der Südküste, aber bei Nordwinden pflegen zuweilen Fröste bis —25° vorzukommen.

An den Ufern des Asowschen Meeres ist der Winter

ziemlich rauh, das Meer friert in großer Ausdehnung zu und in nicht großer Entfernung von ihm (Lugan unter 48° N. Br.) ist der Winter kälter als in Petersburg. Die Sommertemperatur an den Küsten der Krim ist nicht so hoch wie in derselben Breite an der Adria. Die Erscheinung mag von folgender Ursache abhängen. Das Schwarze Meer ist kälter im Winter, und wenn es sich auch im Sommer durch die Sonnenstrahlen bedeutend erwärmt, so ist die erwärmte Schicht nur dünn und starke Winde treiben sie leicht weg und ersetzen sie durch kältere. Daher eine rasche Abnahme der Temperatur des Wassers, oft in weniger als in einem Tage um mehr als 10°, und diese kann natürlich nicht ohne Einfluß auf die Lufttemperatur am Ufer bleiben.

Über das Schwarze Meer bemerke ich noch, daß nach den Untersuchungen des Kapitän Makarow in der Nähe des Bosporus und der Prof. Lapschin in der Nähe der Ostküste, die tieferen Schichten eine Temperatur von über 10° (in ersterem Gebiete) und von über 8° (im zweiten) haben. Da im N.W. des Schwarzen Meeres und im Asowschen Meer sich viel Eis bildet, so müßten wir in den tieferen Schichten dieses Meeres eine niedrige Temperatur erwarten, wenn nicht eine Unterströmung in den Dardanellen und dem Bosporus existierte, welche das warme, aber salzreiche und daher schwere Wasser des Mittelmeeres in das Schwarze Meer führt. Diese Unterströmung ist vom Kapitän Makarow im Bosporus direkt gemessen worden.

Die nördlichen Vorgebirge und Plateaus des Kaukasus und die Ebene an ihrem Fuße sind gleichfalls im Winter ziemlich kalt, es kommt dies daher, daß sie den vorherrschenden Ost- und Nordostwinden vollständig geöffnet sind, aber vor den südlichen durch den Kaukasus geschützt sind. Noch im Anfang des März (1874) wurde ein Temperaturminimum bis —30° beobachtet. Nach der Temperatur und ihrer Veränderlichkeit, nach dem Vorherrschen kalter Winde im Winter, sind diese Länder dem Gebiet des mittleren Mississippi in den Vereinigten Staaten ziemlich ähnlich.

Der äußerste Südosten des europäischen Rußlands — die Steppen des astrachanischen Gouvernements und des uralischen Gebiets — bildet schon den Übergang zu Mittelasien, nach der Trockenheit der Luft, den scharfen Temperaturübergängen und

der Sommerhitze. Fortgesetzte Beobachtungen wurden nur an solchen Orten gemacht, wo diese Bedingungen durch die Nähe des Meeres, großer Flüsse, Schilf u. s. w. etwas gemildert sind. Zweifellos ist es, daß in der freien Steppe die Temperatur der Sommermonate höher ist und die Feuchtigkeit geringer, weil die Wärme der Sonnenstrahlen weniger auf die Verdunstung von der Oberfläche des Bodens, von den Gewässern und Pflanzen gebraucht wird.

Von Norden stößt an diese Steppe eine weniger trockene, zu allen Jahreszeiten kältere Steppe, weiter — die Vorgebirge des Urals (die sog. Baschkirei), wo es, unabhängig von der Höhe, allein schon infolge der Menge der Gewässer und des Waldes, im Sommer kühler sein muß (siehe Slatoust). Bezüglich der Temperatur im Winter haben die Uralgebirge die Bedeutung einer Grenze, im Osten von ihnen ist sie geringer, im Sommer annähernd gleich, aber der Frühling, besonders der Mai, ist wahrscheinlich im Osten wärmer, infolge des geringeren Schneefalles: er schmilzt rasch und fordert folglich keinen großen Wärmeverbrauch. Der Ural erreicht, wie bemerkt, nicht die Grenzen des ewigen Schnees, aber im nördlichen Teile des Gebirgszuges hat die Natur einen rauhen Charakter, die Vegetation ist hier ziemlich arm.

Am östlichen Fuße des Urals bis 56° N. Br. dehnt sich eine niedrige Steppe aus, wo es im Sommer ziemlich heiß ist (siehe Dolmotow) und wo die Wassermelonen noch im Felde reifen. Dieses ist ein Teil der großen Ebene Westsibiriens, im Süden geht sie in die öden Steppen Mittelasiens über, im Norden dehnt sich zuerst die sibirische Taiga (Urwald) aus, weiter im Norden folgen die Tundren.

Fortgesetzte Beobachtungen in Jekaterinenburg, Nischnetagilsk und Bogoslowsk geben uns einen Begriff über das Klima des westlichen Randes dieser Ebene, in der Zone der Taiga (s. Tab. 1). Die Temperatur des Sommers ist sogar niedriger als im europäischen Rußland unter denselben Breiten, was man wahrscheinlich den Wäldern zuschreiben muß, unter denselben Meridianen südlicher ist sie höher als im europäischen Rußland, was z. B. aus dem Vergleich von Irgis mit Lugan und Kamenez und aus dem Gange der Isothermen des Juli auf der Karte ersichtlich ist.

In einem Lande mit einem so rauhen Winter wie Westsibirien, müssen die Hügel in dieser Zeit wärmer als die Thäler sein, leider giebt es wenig Beobachtungen und die Stationen sind nicht so nahe bei anderen mit verschiedenen topographischen Verhältnissen gestellt, daß es leicht wäre, für das Obenerwähnte Beispiele anzuführen.

Die Beobachtungen der uralischen Stationen können einiges Material in dieser Beziehung liefern, aber lange nicht in dem Maße, wie dieses erwünscht wäre.

Ich gebe die mittlere Temperatur der drei Wintermonate, auf das Niveau von 300 m. über d. M. reduziert, indem ich die Veränderungen mit der Höhe zu 0,35 ° auf 100 m annehme.

Benennung des Ortes.	Breite.	Mittlere Temperatur.	Veränderung für 1° Breite.
Slatouſt	55.°10′	—13,5	0,54
Jekaterinenburg	56.°44′	—14,4	1,23
Bogoslowsk	59.°45′	—18,0	

Wie im Kap. 8 gezeigt, liegen Bogoslowsk und Slatouſt in Thälern, Jekaterinenburg auf einem Hügel, und die Abnahme der Temperatur mit der Breite ist circa doppelt so hoch zwischen Jekaterinenburg und Bogoslowsk, als von Slatouſt nach Jekaterinenburg.

Vom Ural bis zum Jeniſſei wird das Klima immer kontinentaler, aber sehr allmählich und dabei in der Weise, daß der Sommer annähernd dieselbe Temperatur hat, aber der Winter kälter wird. Ich habe bereits die Gründe auseinandergesetzt, die dazu führen, daß man das Klima des Gebietes des mittleren und unteren Jeniſſei als ein Übergangsgebiet von Westsibirien nach dem Osten dieses Landes, aber ersterem etwas näher stehend, ansieht.

Die Mitteltemperaturen vieler Orte auf der Ebene von Westsibirien stimmen ziemlich gut, selbst im Winter, und zwar ist in den Breiten etwa von 54°—59° keine rasche Abnahme der Wintertemperatur weder nach Norden, noch nach Osten wahrzunehmen. In betreff der Sommertemperatur ist die Höhe derselben in der Steppe östlich vom Ural eben erwähnt worden. Überhaupt hat Westsibirien bis etwa 59° N. Br. die höchste Sommertemperatur,

welche überhaupt in dieser Breite vorkommt, was wohl dem Umstande zuzuschreiben ist, daß die Gegend vom Atlantischen Ozean sehr entfernt ist, und die Steppen hier weiter nach Norden als irgendwo sonst reichen. Der nördliche Ozean ist freilich nicht weit, aber im Juni und Juli ist der Luftdruck dort niedrig, was häufige Südwinde erzeugt, welche die warme Luft aus den Steppen weit nach Norden bringen.

Jedoch diese Wärme reicht nicht bis zum Polarkreise, weiter ist der Sommer wegen der Nähe des kalten Karischen Meeres kälter als im europäischen Rußland und in Ostsibirien.

Die Nachbarschaft so warmer und so kalter Gebiete in den Meridianen von Westsibirien, führt bei ebener Lage zu raschen Änderungen der Temperatnr (siehe Kap. 14 und 15).

Das ganze Innere des Altai ist vor nicht langer Zeit fast menschenleer gewesen, erst jetzt wird es besiedelt, wir wissen daher wenig über das Klima dieser reichen Gegend. Wahrscheinlich sind auch hier, wie in Ostsibirien, die Berge im Winter wärmer als die Thäler, und im Sommer ist es im Altai so warm, daß im Kreise Biisk annähernd bis 1000 m ü. d. M. Landbau möglich ist und man eine Flora antrifft, die in vielem der Flora unserer Schwarzerdegouvernements ähnlich ist. Beobachtungen giebt es nur an zwei Orten, in Ulala und Salair, und zwar sehr kurze, Barnaul aber liegt schon außerhalb des Altai. In Salair weht thalabwärts ein warmer, trockener Südwind, den wir für einen wahren Föhn halten müssen.

Die Verspätung der Erwärmung und Abkühlung durch den Einfluß des Wassers mit seiner großen Wärmekapazität, namentlich wenn noch Änderungen des Aggregatzustandes vor sich gehen (Gefrieren und Tauen), ist eine genugsam bekannte Erscheinung. Es ist also ganz natürlich, daß in Seeklimaten der Frühling gewöhnlich viel kälter ist als der Herbst, und daß auch die Zeit der höchsten und niedrigsten Temperatur im Jahre sich verspätet. Im Nordwesten Rußlands sind so große Seen, daß auch sie einen derartigen großen Einfluß haben müssen, siehe z. B. die Mittel des auf einer Insel des Ladoga gelegenen Walaam.

Die regelmäßig jeden Winter erscheinende Schneedecke, welche einen großen Teil des europäischen Rußlands bedeckt, muß auch

einen ähnlichen Einfluß haben, und der Schneeschmelze ist es zuzuschreiben, daß in einem großen Teile Rußlands der April so viel kälter ist als der Oktober, während in dem weniger kontinentalen Klima Deutschlands z. B. der Unterschied dieser Monate weniger groß ist. Weiter im Norden erniedrigt die Schneeschmelze die Temperatur des Mai, welcher bedeutend kälter als der September ist, so in Ustsyssolsk, Beresow, Turuchansk, Jakutsk.

Jedoch begegnen wir einer Erscheinung in dem so sehr kontinentalen östlichen Rußland, nämlich einem im Vergleich zum November sehr kalten März, welche nicht durch diese Ursache erklärt werden kann, denn sie tritt am intensivsten dort auf, wo der März eine Temperatur weit unter 0° hat.

Es folgt eine Tabelle über die Differenz der entsprechenden Frühlings- und Herbstmonate. Zahlen ohne Zeichen stehen dann, wenn der Herbst wärmer, mit — Zeichen, wenn er kälter ist; Herbstmonate werden hier diejenigen von August bis inkl. Dezember, Frühlingsmonate diejenigen von Februar bis inkl. Juni genannt.

		Differenz.		
		Februar— Dezember	März— November	April— Oktober
Petroalexandrowsk	Amu-Darja	0.4	—3.2	—3.9
Nukuß	Amu-Darja	1.6	—2.1	—4.1
Raimsky Kasalinsk	Kirgisensteppen	4.5	1.8	—1.9
Akmollinsk	Kirgisensteppen	3.5	3.8	0.2
Irgis	Kirgisensteppen	3.8	4.6	—0.9
Orenburg	Ostrußland	2.7	5.1	0.6
Lehrferme Samara	Ostrußland	3.1	4.8	1.9
Moskau		1.8	2.3	0.9
Jekaterinenburg	Ural	—0.7	1.0	0.6
Bogoslowsk	Ural	1.7	0.3	0.5
Beresow	Westsibirien	—4.5	—4.1	2.0
Barnaul	Westsibirien	1.5	2.0	0.5
Jenisseisk		—2.8	—4.6	0.8

Die größten Unterschiede in der Differenz Februar—Dezember finden wir in den Meridianen von Westsibirien, im Norden ist der Dezember um 4.5° kälter als der Februar und überhaupt der kälteste Monat des Jahres, an dem unteren Syr-Darja ist der Februar um eben so viel kälter als der Dezember. Etwas weiter nach Nord und West finden wir eine Region, wo der März sehr erheblich kälter ist als der November, sie begreift den mittleren nördlichen Teil der Kirgisensteppe und den Südosten des europäischen Rußlands.

Unter 41°—43° N. Br. in Zentralasien, wo der Februar kälter ist als der Dezember, ist der März erheblich wärmer als der November, und zwar in dem südlicheren Petro-Alexandrowsk mehr als in dem nördlicheren Nukuß. In Kasalinsk und Irgis sehen wir denselben Übergang im April, welcher, wie es den kontinentalen Verhältnissen entspricht, wärmer ist als der Oktober.

Zur Erklärung dieser Verhältnisse können zwei Hypothesen dienen. 1) Im November ist die Anticyklone in den mittleren Breiten des Kontinentes noch getrennt von der ostsibirischen und hat ihr Zentrum etwa in Zentralasien, wo die nördlicheren Stationen daher mehr Südwinde erhalten als die südlicheren. Im März aber ist der Luftdruck schon hoch in der Zirkumpolarzone, namentlich gegen 60° N. Br., das südliche Westsibirien und die Kirgisensteppe erhalten daher vielfach kalte Winde.

2) Wo ziemlich bedeutende Kälte ohne oder mit nur geringem Schneefall herrscht, da ist ein großer Unterschied zwischen Anfang und Ende der kalten Zeit. Am Anfange wirkt der Boden erwärmend auf die Luft, es fehlt der schlechte Wärmeleiter — der Schnee, der sie in anderen Gegenden isoliert. Wenn auch die Oberfläche in der Nacht erkaltet, so wird sie am Tage wieder erwärmt. Später aber wird es anders, der Boden erkaltet auf eine bedeutende Tiefe und wirkt selbst abkühlend auf die Luft. Wo Salze vorhanden sind, und dies ist in jenen Steppen oft der Fall, können sich Kältemischungen aus Salzen und Schnee bilden, und zwar gegen Ende der kalten Zeit mehr, weil sich dann doch mehr Schnee sammelt.

Diese Abkühlung aber dauert nicht lange, bald erwärmt sich der Boden durch die Sonnenstrahlen, und die normalen Verhältnisse des Kontinentes, eine größere Wärme im Frühling als im

Herbſte, werden wieder hergeſtellt. Dies geſchieht am Amu — Darja im März, weiter nördlich im April. Weiter als 51° bis 52° N. Br. kann man die Verhältniſſe nicht verfolgen, denn weiter nördlich iſt eine regelmäßige Schneedecke vorhanden.

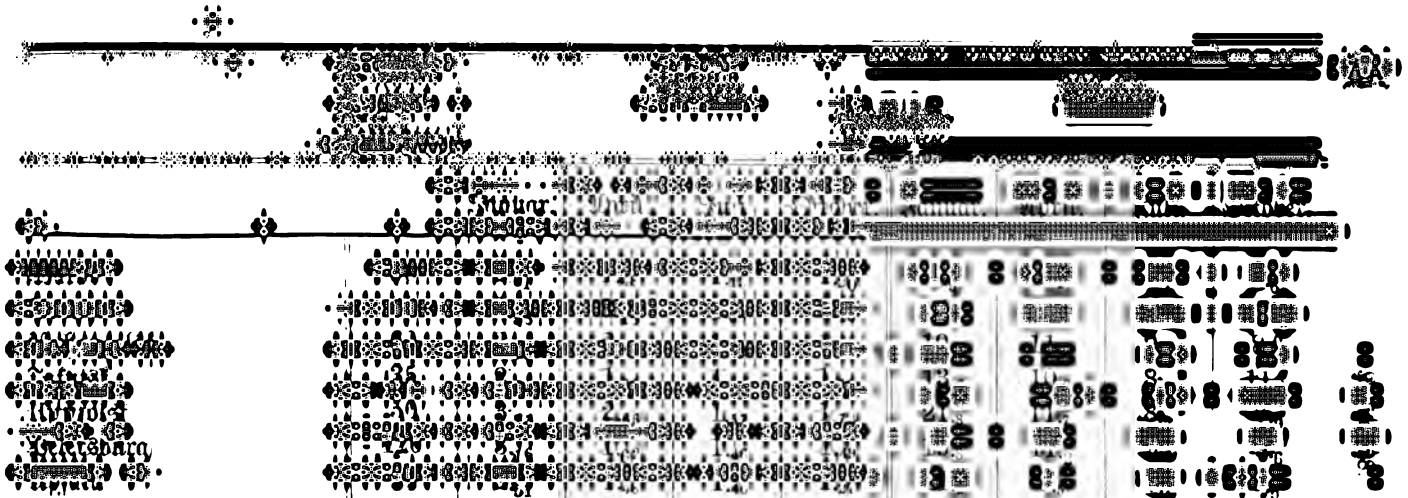
In den Vereinigten Staaten, in den Steppen (Prairies und Plains) zwiſchen Miſſiſſippi und Felſengebirge, herrſchen dieſelben Verhältniſſe. Am oberen Miſſouri und dem nördlichen Red-River, wo ein kalter Winter mit wenig Schnee herrſcht, iſt der März um 4° und mehr kälter als der November, in Minneſota und Wiskonſin, wo die Winter wärmer ſind, beträgt der Unterſchied nur 1°—3°, und im Indianer-Territorium und Texas iſt der März ſchon wärmer als der November und dies ſogar auf der Inſel Galveſton im mexikaniſchen Meerbuſen.

Kapitel 28.

Die Temperatur der Luft im europäischen Rußland und in Westsibirien.

(Fortsetzung.)

Im Kap. 16 ist eine Tabelle der täglichen Temperaturveränderlichkeit, sowohl in Rußland als auch in anderen Ländern gegeben. Ich berühre hier eine anderes Merkmal der Klimate, nämlich: Die mittlere Anomalie der monatlichen Temperatur, anders ausgedrückt, die mittleren Abweichungen der Temperatur. Sie ist aus der unten angeführten Tabelle ersichtlich. Die mittlere Anomalie wird in der Weise berechnet, daß man die Abweichungen der Temperatur eines gegebenen Monats vom mehrjährigen Mittel für alle Jahre nimmt, ohne Unterschied des Zeichens und durch die Anzahl der Jahre teilt. Die absolute Anomalie nennt man die Differenz mittlerer Temperaturen eines bestimmten Monats zwischen einem Jahr, in welchem sie am höchsten, und einem Jahr, in welchem sie am niedrigsten war. Hier muß man offenbar besondere Aufmerksamkeit auf die Anzahl der Beobachtungsjahre richten, eine große Anzahl ist hier noch wichtiger, als bei Betrachtung der mittleren Anomalie. So ist z. B. aus der Tabelle zu ersehen, daß im Januar die mittlere Anomalie in Petersburg $3._{27}{}^0$, die absolute $19._8{}^0$ beträgt, in Bogoslowsk respektive $3._{57}{}^0$ und $15._7{}^0$. Aber da aus dem letzteren Orte die Beobachtungen mehr als dreimal kürzere waren, so ist zu erwarten, daß bei ebenso langen Beobachtungen die obsolute Anomalie kürzer ausgefallen wäre als in Petersburg.

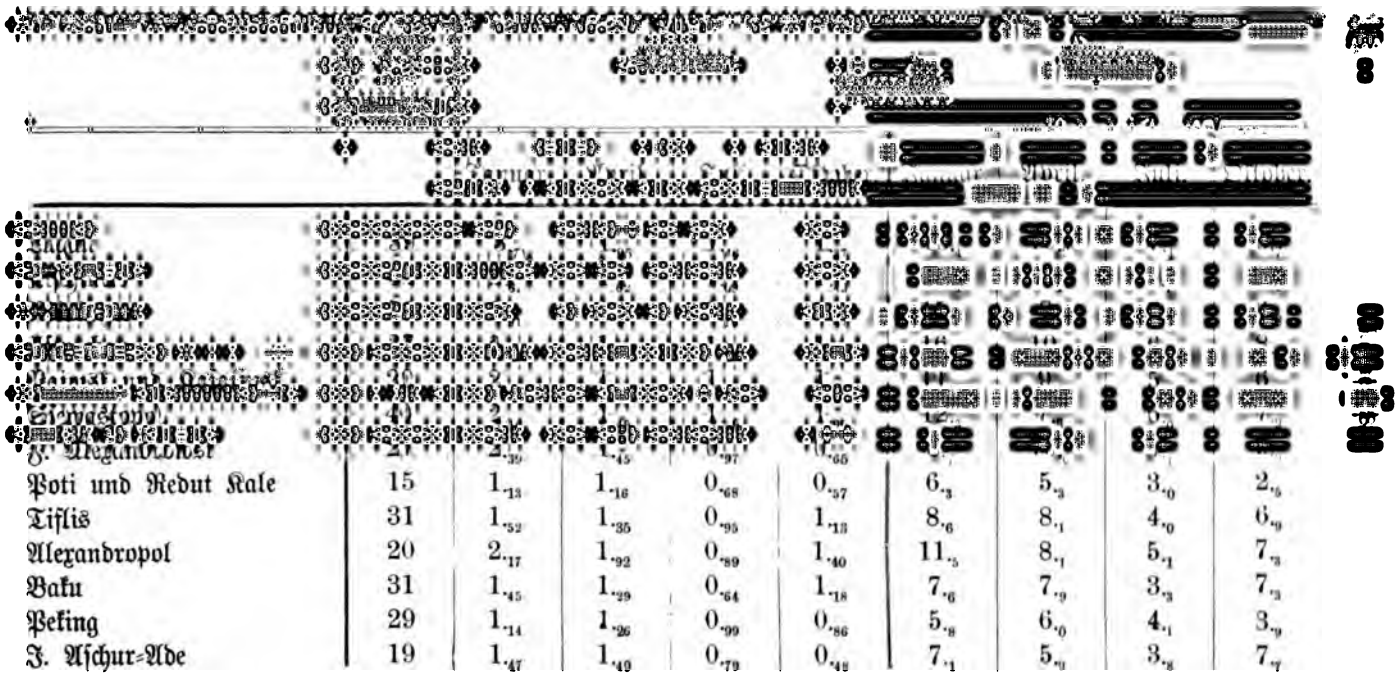


Bogoslowsk	38	3.54	1.86	1.27	1.96	15.7	11.1	6.9	10.2
Baltisch-Port	37	2.96	1.29	1.29	1.41	13.1	7.1	6.5	7.3
Ochotsk	15	2.32	1.12	1.37	1.38	10.5	4.2	5.6	6.7
Tobolsk	30	3.36	1.95	1.77	2.06	16.3	10.5	8.6	12.0
Jekaterinenburg	43	2.80	1.71	1.24	1.77	15.2	9.7	6.4	9.7
Mitau	52	3.00	1.38	1.38	1.32	15.3	8.4	5.6	6.8

Diese Tabelle ist dem Werke von Wild „Temperaturverhältnisse des russischen Reiches“ entlehnt.

	Zahl der Jahre.	Mittlere Anomalie.				Absolute Anomalie.			
		Januar.	April.	Juli.	Oktober.	Januar.	April.	Juli.	Oktober.
Kasan	55	$3_{.19}$	$1_{.73}$	$1_{.54}$	$1_{.74}$	$17_{.0}$	$11_{.9}$	$7_{.4}$	$7_{.8}$
Moskau	68	$3_{.21}$	$1_{.83}$	$1_{.39}$	$1_{.65}$	$16_{.0}$	$11_{.9}$	$7_{.2}$	$9_{.1}$
Slatouſt	41	$2_{.77}$	$1_{.59}$	$1_{.08}$	$1_{.73}$	$16_{.5}$	$7_{.9}$	$5_{.6}$	$7_{.9}$
Wilno	59	$3_{.21}$	$1_{.63}$	$1_{.36}$	$1_{.45}$	$15_{.1}$	$10_{.3}$	$8_{.0}$	$7_{.4}$
Barnaul	41	$3_{.40}$	$3_{.07}$	$0_{.83}$	$1_{.69}$	$13_{.8}$	$11_{.6}$	$4_{.4}$	$10_{.7}$
Nikolajewsk am Amur	22	$3_{.51}$	$1_{.30}$	$1_{.38}$	$1_{.07}$	$17_{.0}$	$7_{.8}$	$6_{.3}$	$5_{.0}$
Irkutsk	28	$3_{.25}$	$1_{.67}$	$0_{.91}$	$1_{.57}$	$14_{.1}$	$7_{.2}$	$4_{.3}$	$6_{.7}$
Warſchau	71	$2_{.63}$	$1_{.61}$	$1_{.31}$	$1_{.41}$	$16_{.2}$	$8_{.1}$	$8_{.0}$	$7_{.4}$
Orenburg	32	$2_{.53}$	$2_{.52}$	$1_{.43}$	$1_{.43}$	$13_{.3}$	$12_{.7}$	$6_{.3}$	$5_{.9}$
Hüttenwerk von Nertſchinsk	38	$2_{.58}$	$1_{.83}$	$1_{.01}$	$1_{.21}$	$15_{.2}$	$10_{.9}$	$5_{.2}$	$7_{.3}$
Kiew	60	$3_{.05}$	$1_{.61}$	$1_{.42}$	$1_{.44}$	$13_{.9}$	$8_{.6}$	$7_{.5}$	$9_{.0}$
Sſemipalatinsk	18	$2_{.72}$	$1_{.95}$	$0_{.96}$	$1_{.33}$	$10_{.9}$	$9_{.6}$	$4_{.5}$	$6_{.2}$
Irgis	16	$2_{.41}$	$2_{.06}$	$1_{.91}$	$1_{.91}$	$10_{.5}$	$7_{.5}$	$4_{.8}$	$4_{.1}$

Dieſe Tabelle iſt dem Werke von Wild „Temperaturverhältniſſe des ruſſiſchen Reiches,“ entlehnt.



Poti und Redut Kale	15	$1_{\cdot 13}$	$1_{\cdot 16}$	$0_{\cdot 68}$	$0_{\cdot 37}$	$6_{\cdot 3}$	$5_{\cdot 3}$	$3_{\cdot 0}$	$2_{\cdot 5}$
Tiflis	31	$1_{\cdot 52}$	$1_{\cdot 35}$	$0_{\cdot 95}$	$1_{\cdot 13}$	$8_{\cdot 6}$	$8_{\cdot 1}$	$4_{\cdot 0}$	$6_{\cdot 9}$
Alexandropol	20	$2_{\cdot 17}$	$1_{\cdot 92}$	$0_{\cdot 89}$	$1_{\cdot 40}$	$11_{\cdot 5}$	$8_{\cdot 1}$	$5_{\cdot 1}$	$7_{\cdot 3}$
Baku	31	$1_{\cdot 45}$	$1_{\cdot 29}$	$0_{\cdot 64}$	$1_{\cdot 18}$	$7_{\cdot 6}$	$7_{\cdot 9}$	$3_{\cdot 3}$	$7_{\cdot 3}$
Peking	29	$1_{\cdot 14}$	$1_{\cdot 26}$	$0_{\cdot 99}$	$0_{\cdot 86}$	$5_{\cdot 8}$	$6_{\cdot 0}$	$4_{\cdot 1}$	$3_{\cdot 9}$
J. Aschur-Ade	19	$1_{\cdot 47}$	$1_{\cdot 49}$	$0_{\cdot 79}$	$0_{\cdot 49}$	$7_{\cdot 1}$	$5_{\cdot 0}$	$3_{\cdot 8}$	$7_{\cdot 7}$

Diese Tabelle ist dem Werke von Wild „Temperaturverhältnisse des russischen Reiches," entlehnt.

In die vorstehende Tabelle sind auch Orte aufgenommen, die sich in Ostsibirien, in Transkaukasien und Mittelasien befinden. Dieses ist deswegen geschehen, um einen anschaulichen Begriff über diese Verhältnisse zu geben. Sie ist nach abnehmenden Breitengraden zusammengestellt, und nach dem Obenbemerkten sind, wie es scheint, keine weiteren Erklärungen erforderlich.

Die mittlere Anomalie des Januars ist am größten in Westsibirien und im Osten und Norden des europäischen Rußlands. Sie ist bedeutend geringer in Nordnorwegen (Wardö) und in Transkaukasien, besonders am Ufer des Schwarzen und Kaspischen Meeres (Poti, Baku). Ziemlich befremdend für ein so kontinentales Klima ist ihre kleine Dimension in der Kirgisensteppe und in Orenburg, bedeutend geringer zum Beispiel als im südlichen und sogar im westlichen Rußland. Da die Beobachtungen keine langen sind, so nehme ich noch das Mittel vom Dezember, Januar und Februar in den Kirgisensteppen und in einigen Orten im Norden und Westen von ihnen.

Mittlere Anomalie für die drei Wintermonate.

Barnaul	$3._{26}$	Orenburg	$2._{91}$	Semipalatinsk	$3._{54}$
Bogoslowsk	$3._{26}$	Irgis	$2._{85}$	Astrachan	$2._{80}$
Slatoust	$2._{79}$	Kasalinsk	$3._{17}$	Lugan	$3._{24}$.

Aus dieser Tabelle ist ersichtlich, daß die Wintermonate etwas größere Zahlen geben als der Januar in der Kirgisensteppe und kleinere in Astrachan und Lugan. Im übrigen muß man bemerken, daß auch die 30jährige Periode nicht genügt, um genau die Größe der Veränderlichkeit zu bestimmen, wie es aus dem Vergleich ungefähr 30jähriger Perioden in Petersburg ersichtlich ist.

	1744—81	1816—45	1846—75
Januar	$2._{75}$	$3._{06}$	$3._{74}$
Dezember	$2._{83}$	$3._{63}$	$3._{11}$

Ich gebe noch die Temperaturmittel des wärmsten und des kältesten Jahres im XIX. Jahrhundert, wobei die Jahre bis inklusive 1882 eingeschlossen sind, während die früher gegebene Tabelle mit dem Jahre 1875 schloß.

	Minimum.	Jahr.	Minimum.	Jahr.	Minimum.	Jahr.	Maximum.	Jahr.
	Januar.				Februar.			
Petersburg	—21.4	14	— 1.5	82	—19.5	71	— 1.7	22
Moskau	—19.9	62	— 2.8	82	—18.6	71	— 1.4	43
Kiew	—15.5	61	— 1.2	63	—12.6	62	4.1	43
Hüttenwerk von Nertschinsk	—37.4	61	—22.3	49	—30.3	56	—18.3	69
	März.				April.			
Petersburg	—10.8	9	1.5	36	— 2.6	10	7.5	27
Moskau	—12.0	60	2.9	36	— 1.2	61	10.7	48
Kiew	— 7.3	75	5.2	36	2.9	52	12.1	76
Hüttenwerk von Nertschinsk	—19.2	60	— 6.2	78	— 6.2	51	3.7	68
	Mai.				Juni.			
Petersburg	2.1	67	13.4	39	11.1	10	17.9	76
Moskau	7.3	76	16.0	54	12.0	65	20.7	41
Kiew	9.0	64	20.4	72	13.7	65	22.1	55
Hüttenwerk von Nertschinsk	5.7	71/76	10.4	40	11.8	43	18.7	78
	Juli.				August.			
Petersburg	14.0	78	21.0	61	12.6	56	19.6	12
Moskau	15.4	63	22.9	28	13.3	56	21.4	39
Kiew	16.6	78	23.0	45	13.1	33	22.6	39
Hüttenwerk von Nertschinsk	15.2	47	20.4	74	13.7	73	18.7	62

	Minimum.	Jahr.	Maximum.	Jahr.	Minimum.	Jahr.	Maximum.	Jahr.
	September.				Oktober.			
Petersburg	7.5	77	14.3	63	— 0.6	80	8.7	78
Moskau	7.9	71	17.0	47	— 0.8	11	8.3	78
Kiew	10.5	55/77	17.7	63	3.7	71	12.4	19
Hüttenwerk von Nertschinsk	5.5	76	10.8	72	— 5.2	39	1.8	76
	November.				Dezember.			
Petersburg	— 6.8	9	4.1	77	—17.4	19	— 0.3	26
Moskau	— 8.2	44	3.8	51	—18.7	39	— 1.4	24
Kiew	— 4.5	58	8.2	51	—12.6	55	1.9	24
Hüttenwerk von Nertschinsk	—22.2	51	— 8.5	67	—31.6	61	—19.0	67

Aus der Tabelle ist ersichtlich, daß bisweilen die kältesten und wärmsten Monate in großen Entfernungen zusammenfallen, das Zusammenfallen wäre noch viel häufiger, wenn die Beobachtungen vollständig gleichzeitig angestellt würden. Besonders bemerkenswert ist, daß in Kiew und in dem Hüttenwerk Nertschinsk der kälteste Januar zusammenfällt, ebenso in letzterem und in Moskau der kälteste Mai. Es giebt keinen einzigen Monat, außer dem Mai und April, in denen nicht der wärmste oder kälteste in zwei von den drei hier genannten Städten des europäischen Rußlands (Petersburg, Moskau, Kiew) zusammen fielen. Wenn man in Kiew im Jahre 1848 beobachtet hätte, so ist es zweifellos, daß der April dieses Jahres sich als der wärmste für die ganze Periode gezeigt hätte, da er sich infolge langjähriger Beobachtungen in Moskau, Lugan, Nikolajew und Warschau als der wärmste erwies.

Der April 1848 ist seiner hohen Temperatur wegen fast im ganzen europäischen Rußland bemerkenswert, wie man aus folgender Tabelle ersehen kann, in das die mittlere Temperatur des April 1848 durch A, die des wärmsten April außer 1848 durch B

nach Beobachtungen, die nicht weniger als 40 Jahre fortgesetzt wurden, gegeben ist.

	A.	B.
Moskau	$10._7$	$8._7$
Wilna	$10._9$	$10._0$
Warschau	$11._6$	$10._6$
Nikolajew	$13._0$	$12._5$
Lugan	$13._8$	$12._6$

Die Ursache dieser Erscheinung ist die Schneearmut des Winters 1848 in Mittelrußland und die sehr frühe Schneeschmelze, so daß schon Anfang April (in den zwanziger Tagen des März alten Stils) um Moskau herum kein Schnee mehr vorhanden war, und schon am 11. April dort eine Temperatur von $24._0{}^0$ beobachtet wurde.

Der Winter 1867 war ungewöhnlich schneereich im nördlichen und mittleren Rußland und natürlich muß man es zum Teil diesem Umstande zuschreiben, daß in Petersburg der Mai eine Temperatur von $2._1°$, der kälteste in 120 Jahren, mit Ausnahme des Jahres 1867*) hatte. Im ersten Falle hinderte schon im April in Mittelrußland das Schmelzen des Schnees nicht die Erwärmung der Luft, im zweiten wurde noch im Mai viel Wärme durch dieselbe verbraucht.

Der Januar 1814 war in Petersburg so kalt, daß man eine ähnliche Temperatur im langjährigen Mittel im europäischen Rußland nicht antrifft, in Westsibirien findet sich eine solche Mitteltemperatur unter etwa 63° N. Br. (z. B. Beresow $-22._2{}^0$). Ein ähnlicher Monat kommt nicht öfter als einmal in einem Jahrhundert vor, die kältesten Januarmonate in Petersburg außer 1814 waren 1783: $-18._8{}^0$, 1809: $-18._6{}^0$, 1861: $-17._6{}^0$ und 1862: $-17._5{}^0$, alle 4 sind um wenigstens $2^1/_2°$ wärmer als der Januar 1814. Der Januar 1882 war so warm in Petersburg, wie er gewöhnlich in Mitteldeutschland und im nördlichen Teil der Krim ist. Fast dieselbe hohe Temperatur hatte er 1843 und 1866.

---

*) Nach den Beobachtungen über die Höhe des Wassers in Astrachan für fast 40 Jahre war die Überschwemmung im Frühjahr am niedrigsten im Jahre 1848, am höchsten 1867. Das Steigen des Wassers in Astrachan ist das Resultat des Schmelzens von Schnee im ganzen Wolgabassin. Siehe Nachrichten d. kais. russ. geogr. Ges. 1870, p. 24 und 1871, p. 56.

Ein ebenso kalter Februar wie im Jahre 1871 war im Jahre 1799, aber die nächstkälteſten waren 1772: —15.7° und 1782: —15.3°. Der kälteſte Februar, der in Petersburg beobachtet wurde, entſpricht gleichfalls der Mitteltemperatur dieſes Monats in Weſtſibirien um den 63° N. Br.

Die Temperatur des März 1809 in Petersburg iſt eine ziemlich gewöhnliche Erſcheinung, ſeltener findet man eine Temperatur über 0° (in der ganzen Reihe nur im Jahre 1822, 36 und 48). Der Mai 1867 iſt ſchon erwähnt. Den in der Tabelle angeführten Temperaturen der Sommermonate faſt gleiche trifft man häufig an, dasſelbe kann man auch vom September bemerken. Die mittlere Temperatur des Oktober ſank nur zwei Mal unter 0, im Jahre 1811 und 1880. Der November 1877 war der wärmſte im Jahrhundert, die größte Annäherung zu ihm war im Jahre 1851: 2.7°, 1767 und 1772 aber war der November ebenſo warm wie im Jahre 1877, im Jahre 1764 hatte er eine Temperatur —10.0° d. h. um 3.2° niedriger, als man ſeit der Zeit irgendwann beobachtet hat. Eine ſolche mittlere Temperatur findet man auf dem Oſtabhange des Ural unter der Breite von Petersburg, der November 1877 aber war ſo warm wie das Mittel in Odeſſa und höher als das Novembermittel von Leipzig.

Der kälteſte Dezember für die ganze Beobachtungszeit war 1788: —18.4°, alsdann im Jahre 1818: —14.4° und im Jahre 1876: —15.7°.

Der Februar 1871 war der kälteſte für eine ſehr lange Periode im ganzen nördlichen, mittleren und öſtlichen europäiſchen Rußland und wahrſcheinlich im ganzen nördlichen Sibirien.

Der März 1860 wird ſich wahrſcheinlich als der kälteſte im Laufe des Jahrhunderts erweiſen in ganz Sibirien und im europäiſchen Rußland bis zum Meridian von Moskau.

Ich gehe zu den höchſten und niedrigſten Temperaturen über. Ich habe ſchon des Umſtandes Erwähnung gethan, daß die Beobachtungen in Rußland ſo angeſtellt werden, daß man keinen richtigen Begriff erhalten kann über die täglichen und monatlichen niedrigſten Temperaturen von März bis September; folglich giebt es nur für den Spätherbſt und Winter, wenn auch nur einigermaßen annähernde Daten.

Ich betrachte vor allem die Maxima der Wintermonate. Temperaturen über 0° kommen überall im europäischen Rußland vor, ebenso in Westsibirien, mit Ausnahme vielleicht des nördlichen Teiles des letzteren. Die Gegenwart des Schnees gestattet der Temperatur nicht, sich bedeutend über 0° zu erheben, und das Eintreten des Tauwetters im Winter hängt sehr viel davon ab, ob in der Nähe ein Meer vorhanden ist oder eine Gegend ohne Schnee. Wenn nicht, so sind Temperaturen z. B. über + 3° nur bei starkem Winde möglich, d. h. bei Bedingungen, unter denen eine große Masse Luft schnell über einem Ort vorbeigetrieben wird. Bis zu welchem Grade diese Bedingung wichtig ist, sieht man daraus, daß z. B. in Barnaul, wo die mittlere Temperatur des Februar um 7.6^0 niedriger als in Petersburg ist, das Mittel aus den Maxima für einen Monat nur um 2.6^0 niedriger ist und das äußerste Maximum, das irgendwann im Februar beobachtet worden war, nur um 1^0 niedriger. Dieses hängt davon ab, daß in geringem Abstande nach Südwesten von Barnaul in den Kirgisensteppen häufig im Winter kein Schnee vorzukommen pflegt, folglich warme Luft, die durch das Schmelzen des Schnees nicht abgekühlt wird, aus einer kleinen Entfernung erhalten werden kann. Bogoslowsk hat dieselbe mittlere Temperatur im Februar wie Barnaul, aber die Mittel der Maxima sind in Barnaul um 2.2^0 höher, und die extremen Maxima sogar um 4.4^0, in Bogoslowsk hat man im Februar noch keine Temperatur über 0.4^0 beobachtet. Es liegt dieses daran, daß in einem gewissen Abstande nach Süden und Westen von Bogoslowsk wahrscheinlich nicht weniger als auf 1000 km im Winter immer Schnee liegt. Ich erwähne deshalb Bogoslowsk, weil hier im allgemeinen eine große Schwankung der Temperaturen beobachtet wird und die Mittel aus den Temperaturminima der Wintermonate sogar niedriger sind als in Barnaul, bei einer gleichen mittleren Temperatur im Januar und Februar.

Eine ähnliche Beziehung ist zwischen Lugan und Dorpat zu bemerken, die mittleren Temperaturen der Wintermonate sind nahezu gleich, die mittleren Minima unterscheiden sich wenig, die mittleren Maxima sind in Lugan um je 3.3^0, 2.4^0 und 2.1^0 höher, die absoluten Maxima sind im Februar in Lugan um 8.5^0, im Dezember um 6.7^0 höher als in Mitau.

Mittelrußland unterscheidet sich vom südlichen weniger durch die mittleren, als durch die höchsten Temperaturen des Winters, namentlich deswegen, weil in letzterem nicht selten auch im Winter kein Schnee liegt und daher die warmen Winde von den Meeren ungehindert zu ihm gelangen können. Ich verstehe hier natürlich Südrußland ohne den nördlichen Teil der Krim, im letzteren sind die Bedingungen schon vollständig andere, denn es kommen dort selbst mitten im Winter die Maitage Mittelrußlands vor.

Ich erwähne auch der besonderen Bedingungen des westlichen Teiles unseres hohen Nordens, am Ufer des Eismeeres und des westlichen Teiles des Weißen Meeres. Da sich im Westen und Süden Berge befinden, so kann man warme und trockene absteigende Winde (Föhne)*) erwarten, die Beobachtungen in Kem zeigen, daß solche Winde vorkommen, sie haben natürlich einen Einfluß auf die Steigerung der Temperaturmaxima in den Wintermonaten. So z. B. beobachtete man am 7. Januar 1874 bei starkem S. W. $4_{/4}^{0}$ und Bewölkung 2; am 8. Januar um 7 Uhr morgens $3_{/8}^{0}$ bei demselben Winde und wolkenlosem Himmel. Ähnliche Temperaturen sind im Winter auch in Petersburg selten, besonders bei klarem Wetter, wiewohl die mittlere Temperatur des Winters in Petersburg um 3^{0} höher ist. Diese Zahlen beweisen auch, daß relativ hohe Maxima im Winter auch im Norden Rußlands vorkommen.

Die Temperaturmaxima der Sommermonate, besonders die absoluten, weichen in Rußland viel weniger von einander ab als die Mittel. Dies ist leicht erklärlich: die Menge der Sonnenwärme, die im Sommer täglich erhalten wird, ist annähernd dieselbe im Norden und Süden, und wenn im Norden die mittlere Temperatur des Sommers niedriger ist, so hängt dies von drei Ursachen ab: 1) von der Bewölkung, welche die Sonnenstrahlen hindert, bis zur Erde zu gelangen; 2) von dem Verbrauch dieser Wärme auf das Schmelzen des Eises und das Verdunsten des Wassers; 3) von den Winden, welche kalte Luft von der Seite bringen. Natürlich ist es viel wahrscheinlicher, daß im Laufe einiger Tage diese Ursachen weniger stark wirken werden, so daß

*) Siehe Kap. 1.

auch im Norden Bedingungen für hohe Temperatur herrschen, wenigstens auf dem Kontinente.

An Orten, die von Sümpfen umgeben sind oder in deren Umgebung künstliche Bewässerung existiert, wird viel Wärme auf die Verdunstung verbraucht, daher sind die Bedingungen bei Windstille nicht günstig für hohe Temperaturen, aber wenn in nicht weiter Entfernung sehr trockene Steppen sind, so bringt der Wind von dort trockene und warme Luft, um so mehr, als er Staub mitträgt, d. h. die Teilchen der oberen, stark erwärmten Schicht des Bodens. Solcher Art sind die Bedingungen Astrachans, wo das Überschwemmungsthal der Wolga und die Gärten die Hitze mäßigen, aber die warme Luft wird von den Steppen zwischen der Wolga und dem Ural und zwischen der Wolga und dem Don gebracht. Ausgedehnte Wälder bilden gleichfalls ein Hindernis für sehr hohe Temperaturen in ihrer Nachbarschaft.

Die Minima der Temperatur des Sommers sind in einem großen Teile Rußlands nicht bekannt. Nur an dem Gefrieren der Pflanzen erkennen wir, daß noch im Juni und August, wenigstens bis 50° N. Br., noch Fröste vorkommen. Man muß jedoch bemerken, daß die frühesten und spätesten Fröste gewöhnlich bei Windstille und nur in den Thälern und Kesseln, seltener an vollständig ebenen Orten, noch seltener auf Hügeln*) vorkommen, d. h. es sind nicht allgemeine Fröste, sondern nur örtliche. In einigen Gegenden Rußlands kommen häufig Fröste über Sümpfen oder in ihrer Nähe vor; dieses kommt daher, daß hier die Temperatur am Tage niedriger zu sein pflegt als an den umliegenden Orten, aber sobald die Sonne untergeht, fängt eine starke Ausstrahlung an. Dazu kommen die Sümpfe entweder in Thälern oder an vollständig ebenen Orten vor, so daß sie sich unter Bedingungen befinden, die im Kap. 15. auseinandergesetzt worden sind.

In Pawlowsk, in der Nähe Petersburgs, werden Beobachtungen gemacht, welche uns die Möglichkeit geben, darüber ein Urteil zu gewinnen, wie wenig man über die Nachtfröste wissen kann, wenn die Beobachtungen um 7 Uhr morgens und um 1 und 9 Uhr abends angestellt werden.

---

*) Siehe Kap. 8.

Nächte.	9 p. m.	Minimum Nach dem Therm. im Gehäuse.	Minimum Auf dem Thermom.-Rasen.	7 a. m.
14.—15. Mai 1878	$10._3$	$0._8$	$-0._5$	$9._7$
11.—12. Mai 1879	$12._2$	$4._4$	$-0._3$	$12._6$
20.—21. Juni 1880	$11._8$	$1._1$	$-0._1$	$11._8$
29.—30. Mai 1881	$3._1$	$-3._1$	$-4._6$	$4._3$

Aus diesen Beispielen ersieht man, daß in der Umgegend von Petersburg sogar dann in der Nacht Reif sein kann, wenn das Thermometer um 9 Uhr abends und 7 Uhr morgens mehr als 12° zeigt, und wenn das Thermometer am Morgen mehr als 4° zeigt, so kann in der Nacht ein solcher Frost sein, daß auch nicht sehr zarte Pflanzen zu Grunde gehen können. Ich erinnere noch daran, daß in den Thälern und Kesseln das Temperaturminimum der Luft sich in der Nacht mehr der Angabe des Thermometers auf der Oberfläche der Erde nähern muß als in Pawlowsk.

Im September, besonders aber im Mai, kommen Fröste auch bis zu den Ufern des Schwarzen und des Asowschen Meeres vor, dabei bisweilen auch allgemeine d. h. mit Winden, so daß auch die Orte auf den Hügeln und Abhängen ihnen unterliegen. Der verheerendste Frost in den letzten Jahren war im Mai 1876, besonders zwischen dem 17. und 22. Mai.

An diesen Tagen beobachtete man Frost um 1 p. m. bis zum 54° N. Br. (Gulinki, Gouv. Rjäsan, Gorki, Gouv. Mohilew), weiter nördlich war dies an drei und mehr Tagen der Fall, in Archangel den 20. Mai 1 p. m. $-6._4°$, in Petersburg den 19. Mai 1 p. m. $-3._4°$, den 20. Mai 5 a. m. $-6._8°$. Schnee fiel am 20. Mai bis Jelissawetgrad, Lugan und Taganrog, Nachtfröste erstreckten sich in der Ebene bis zum Terek und Kuban, südlich davon, auf etwas höherem Terrain, fiel Schnee am 21. und 23. Mai.

Im Herbst gewähren die Beobachtungen in Rußland eine bessere Gelegenheit, sich über den ersten Frost Rechenschaft zu geben, namentlich im Süden, denn um 7 a. m. fällt die niedrigste Temperatur des Tages. Die folgende Tabelle giebt einige Zahlen darüber, das Mittel der 10 Jahre 1871—80, außer Dalmatow, für welches 14 Jahre (1862—75) benutzt sind.*)

*) Die Zahlen sind dem Buche von Klossowsky „die neuesten Fortschritte der Meteorologie" (russ.) entnommen, außer für Dalmatow, wo sie von dem Beobachter berechnet wurden.

	Erster Schnee	Erster Frost	Diff.	Erster Tag mit Frost um 1 p.m.		Erster Schnee	Erster Frost	Diff.	Erster Tag mit Frost um 1 p. m.
Slatouſt (Ural)	17. Sept.	16. Sept.	—1	11. Oktbr.	Kiew	27. Oktbr.	19. Oktbr.	—8	14. Nov.
Jekaterinenburg (Ural)	18. „	21. „	3	11. „	Gorki	28. „	11. „	—17	4. „
Bogoslowsk (Ural)	22. „	20. „	—2	12. „	Neu-Alexandrien	30. „	23. „	—7	24. „
Hüttenwerk Nertſchinſk	30. „	21. „	—9	—	Warſchau	30. „	18. „	—12	22. „
Kem	1. Oktbr.	28. „	—3	22. Oktbr.	Windau	31. „	23. „	—8	15. „
Dalmatow	2. „	—	—	—	Lugan	5. Nov.	11. „	—25	20. „
Archangelsk	2. „	26. Sept.	—6	19. Oktbr.	Aſtrachan	12. „	27. „	—16	22. „
Barnaul	8. „	27. „	—11	—	Kiſchinew	13. „	22. „	—22	25. „
Moskau	10. „	7. Oktbr.	—3	28. Oktbr.	Stawropol	18. „	28. „	—21	17. „
Petersburg	11. „	15. „	4	4. Nov.	Nikolajew	23. „	28. „	—25	25. „
Kaſan	11. „	1. „	—10	25. Oktbr.	Odeſſa	23. „	10. Nov.	—13	1. Dezbr.
Gulinki	16. „	6. „	—10	28. „	Noworoſſijſk	7. Dezbr.	26. „	—11	9. „
Dorpat	21. „	7. „	—14	5. Nov.	Tiflis	10. „	18. „	—22	5. Jan.
Reval	23. „	1. Nov.	9	10. „	Poti	4. Jan.	12. Jan.	8	*)
Riga	23. „	23. Oktbr.	0	13. „	Dachowski Poſſad	18. „	—	—	
Wilno	24. „	17. „	—7	13. „					
Wladikawkas	25. „	4. Nov.	10	26. „					

*) Man kann keine Mittel berechnen, weil Temperaturen unter 0 um 1 p. m. nicht jedes Jahr vorkommen.

Vergleicht man die Zeit des ersten Schnees und des ersten Frostes, so zeigt es sich, daß ersterer früher einzutreten pflegt (Ziffern ohne Zeichen) an den Ufern des Baltischen Meeres und in der Nähe desselben, aber ebenso in Poti und Wladikawkas. Folglich verspätet sich die Zeit des ersten Frostes im maritimen Klima mehr, aber der Beginn des feuchtkalten Wetters relativ weniger, da sich der Schnee in einer solchen Höhe bildet, auf welche die Beschaffenheit der Oberfläche schon einen geringeren Einfluß hat. Je mehr das Klima einen kontinentalen Charakter hat, desto mehr tritt der erste Frost früher ein als der erste Schnee, so daß in der Gegend von Noworossiisk und in Tiflis der Unterschied mehr als 20 Tage beträgt. An diesen Orten wird die erste Kälte durch trockene Nordwinde gebracht, die Fröste können direkt durch diese Winde entstehen, oder aber es tritt nach der Abkühlung der Luft durch den Wind eine Windstille bei heiterem Himmel und früh morgens ein Frost ein.

An Orten, welche besonders kalten Winden ausgesetzt sind, tritt sogar der erste Tag ohne Tauwetter oft zu derselben Zeit oder aber auch früher als der erste Schnee ein. (Nikolajew, Stawropol, Noworossiisk). Bemerkenswert ist noch, daß von den drei uralischen Stationen in zweien, die in Thälern liegen, der erste Frost früher als der erste Schnee vorkommt, umgekehrt aber in Jekaterinenburg, das auf einem Hügel liegt. Dieses bestätigt das im Kap. 8 Bemerkte.

Folgende Tabelle, welche den Unterschied zwischen der mittleren Temperatur und dem mittleren Minimum der Monate für die 5 Jahre 1873—77 an den drei uralischen Stationen zeigt, wirft noch mehr Licht auf diesen Gegenstand.

	Okt.	Nov.	Dez.	Jan.	Febr.	März.
Bogoslowsk	$17._8$	$21._6$	$23._0$	$20._8$	$26._1$	$27._9$
Jekaterinenburg	$15._1$	$13._4$	$17._1$	$18._1$	$17._3$	$20._5$
Slatouſt	$16._1$	$16._4$	$21._9$	$20._4$	$21._7$	$21._2$

Folglich ist in Jekaterinenburg, wo die Beobachtungen auf dem

Gipfel eines breiten, flachen Hügels gemacht werden, der Unterschied an allen Monaten geringer als in Bogoslowsk und Slatouſt, d. h. an Stationen, die in Thälern gelegen ſind, ungeachtet deſſen, daß in Slatouſt in allen angegebenen Monaten die Bewölkung und relative Feuchtigkeit größer als in Jekaterinenburg iſt. Auf dem Berge Blogodat iſt die Differenz noch geringer (zwei Jahre geben im Mittel der 3 Wintermonate nur $12.6°$, in Jekaterinenburg $16.9°$ und in Bogoslowsk $20.0°$), da hier die Beobachtungen auf dem Gipfel eines ziemlich ſteilen Berges gemacht werden.

Die Temperaturminima hängen von vielen örtlichen topographiſchen Bedingungen ab, ohne noch der Aufſtellung des Thermometers u. ſ. w. zu erwähnen. Daher iſt es ſchwer, aus den Beobachtungen einer Station über die Bedingungen des ganzen dieſelbe umgebenden Landes zu urteilen.

Aus der folgenden Tabelle iſt zu erſehen, daß Südrußland unter denſelben Meridianen dieſelben oder größere Differenzen zwiſchen den monatlichen Maxima und Minima aufweiſt als der Norden. Größer iſt ſie im Süden namentlich im Oktober. Sie beträgt $20.9°$ in Archangelsk und $24.5°$ in Uſtſiſſolsk, aber $28.0°$ in Sſarepta und $24.5°$ in Aſtrachan, unter den Meridianen von Zentralrußland: $22.1°$ in Koſtroma, $22.8°$ in Moskau, $27.2°$ in Lugan, $22.2°$ in Sſewaſtopol und $22.3°$ in Tiflis, alſo noch in Transkaukaſien und an den Ufern des Schwarzen Meeres nicht weniger als im Innern von Nordrußland. Weiter im Weſten: $18.2°$ in Petroſawodsk, $18.1°$ in Petersburg, $23.0°$ in Kiew, $24.4°$ in Czernowitz, $26.1°$ in Kiſchinew, $23.3°$ in Nikolajew. An manchen Orten Südrußlands iſt die Differenz ſelbſt größer im Oktober als im Januar.

Die kurze Beſchreibung des Luftdruckes und des Windes in Rußland, die in den Kapiteln 24, 26 gegeben worden iſt, erklärt, warum im Norden Rußlands der Unterſchied um ſo viel geringer iſt als im Süden im Oktober. Der Norden Rußlands befindet ſich ſchon faſt immer im Norden der Anticyklone, daher herrſchen dort ſüdliche Winde vor. Das Wetter iſt oft trübe und wenn auch klare Tage vorzukommen pflegen, ſo iſt die Mittaghöhe der

Sonne ſo gering, Boden und Luft ſo feucht, daß die Bedingungen für hohe Temperaturen durch die Erwärmung an Ort und Stelle nicht günſtig ſind. Im Süden dagegen ſind die häufigen Anticyklonen, die größere mittägliche Höhe der Sonne, die Trockenheit von Luft und Boden für dieſe Temperatur günſtig; andernteils ſind Cyklonen auf dem Schwarzen und Kaſpiſchen Meere im Oktober nicht ſelten, und in dieſer Zeit erhält das ſüdliche Rußland einen Zufluß von Luft aus Weſtſibirien, wo ſchon zu dieſer Zeit Temperaturen weit unter 0° häufig ſind.

Aus der Tabelle der Veränderungen der Temperatur von Tag zu Tag (Kap. 15) iſt zu erſehen, daß ſie im Oktober im Süden Rußlands größer ſind als im Norden. Dieſes hängt namentlich von der raſchen Temperaturabnahme ab unter Bedingungen, die oben auseinandergeſetzt worden ſind. Namentlich iſt dies in den erſten Tagen des Oktober häufig, d. h. in einer ſolchen Zeit, in der im mittleren und beſonders im nördlichen Rußland die Temperatur ſehr beſtändig iſt; im Süden dagegen finden wir häufig einen ſehr raſchen Übergang von vollſtändigen Sommertagen zu Froſt und Schnee.

So z. B. betrug die Temperatur im Jahre 1868 in Lugan am 3. Oktober 2 p. m. $26._6$ °; am 5. Oktober 2 p. m. $7._2$ °; am 6. Oktober 6 a. m. $-1._2$ °, mit Schnee. In Simferopol am 4. Oktober 2 p. m. $25._5$ °; am 5. Oktober 2 p. m. $7._5$ °; am 6. Oktober 7 a. m. $1._2$ °, in der Umgegend lag Schnee. Im Jahre 1856 waren in Lugan am 2. Oktober 2 p. m. $30._3$ °, am 6. Oktober einige Grade unter 0.

Mittlere monatliche und jährliche Minima und Maxima.

	Zahl der Jahre	Januar		März		Mai	Oktober		Jahr	
		Min.	Max.	Min.	Max.	Max.	Min.	Max.	Min.	Max.
Archangelsk	61	—31.2	—0.8	25.0	5.0	19.3	—9.4	10.5	—35.6	29.2
Ustsissolsk	47	—32.9	—1.9	—24.6	5.0	21.7	—11.1	10.7	—37.1	29.5
Petersburg	123	—25.0	1.2	—20.1	5.3	22.4	—4.7	13.4	—28.5	29.3
Baltisch-Port	37	—17.3	2.0	—14.7	5.4	20.4	—1.8	13.3	—22.4	27.4
Mitau	44	—17.4	3.4	—14.2	8.7	24.6	—2.5	16.4	—21.7	29.5
Warschau	56	—17.3	4.7	—11.1	12.4	27.1	—1.8	19.5	—21.3	32.0
Moskau	71[1])	—27.3	1.0	—19.4	6.8	25.8	—6.5	16.3	—30.5	31.4
Kursk	28	—25.9	1.4	—16.5	6.8	26.8	—4.2	20.2	—28.5	32.6
Kiew	20	—19.1	3.6	—11.9	10.4	26.8	—3.1	19.9	—23.2	31.1
Lwow	30	—15.7	5.6	—10.1	12.7	26.4	—0.4	20.4	—19.2	35.8
Kischinew	30	—16.0	7.3	—8.3	16.5	29.8	—1.3	24.8	—20.0	35.2
Nikolajew	45	—18.1	6.6	—9.7	14.1	28.1	—0.5	22.8	—21.4	34.0
Sfewastopol	6	—6.3	12.9	—3.6	22.0	27.5	—2.6	24.8	—12.4	35.5
Lugan	39	—25.0	4.5	—16.0	11.9	29.6	—4.4	22.8	—28.4	32.3
Stawropol	16*)	—15.0	8.5	—12.4	15.5	27.8	—1.6	24.2	—21.6	36.3
Astrachan	37	—22.7	3.9	—14.6	13.0	30.4	—1.8	22.7	—26.0	37.5
Sfarepta	17	—25.9	2.5	—17.4	9.9	29.9	—4.3	23.7	—28.4	34.5
Sfamara	22	—27.0	—0.4	—20.8	4.4	28.0	—6.2	17.7	—30.8	35.6

*) Mit einigen Unterbrechungen.

	Zahl der Jahre	Januar		März		Mai	Oktober		Jahr	
		Min.	Max.	Min.	Max.	Max.	Min.	Max.	Min.	Max.
Orenburg	32	—30.6	—1.3	—21.1	3.4	28.6	—8.0	18.4	—33.2	35.6
Jekaterinenburg	40	—34.5	—2.8	—25.2	5.9	24.7	—13.4	14.5	—38.1	30.9
Bogoslowsk	36	—42.0	—3.6	—36.3	4.8	21.0	—19.6	14.2	—45.8	29.5
Jenisseisk	10	—46.3	—5.8	—30.5	5.4	22.3	—15.8	12.8	—50.0	31.9
Barnaul	38	—39.8	—3.6	—30.7	5.7	27.7	—14.9	18.1	—45.1	32.5
Irgis	13	—30.5	—0.3	—23.5	4.6	31.4	—10.2	21.8	—34.1	38.1
Petro-Alexandrowsk	7½	—20.8	7.4	—6.7	23.8	31.3	—3.0	26.8	—23.4	41.2
Baku	24	—2.4	11.1	—1.8	15.5	26.3	9.6	24.0	—4.8	32.9
Tiflis	27	—10.0	11.0	—4.4	20.1	29.5	3.2	25.5	—12.0	35.9
Poti u. Redut-Kale	13	—2.6	15.3	—0.5	21.5	28.6	8.8	26.7	—4.9	33.1
Irkutsk	25[1]	—36.5	—4.3	—28.4	12.0	29.2	—15.8	20.3	—38.4	34.9
Goldw. Wossnessensk	10	—38.3	—7.5	—32.5	7.5	18.8	—26.5	9.5	—42.1	33.8
Jakutsk	36	—53.3	—28.1	—40.9	—4.5	20.9	—28.6	6.2	—54.8	33.0
Werchojansk	1½	—59.4	—30.3	—53.1	—17.2	13.2	—34.4	2.5	—61.9	30.1
Hüttenw. Nertschinsk	35	—40.8	—14.8	—29.3	3.9	25.2	—17.6	14.2	—42.0	31.6
Nikolajewsk a. Amur	20	—38.0	—9.5	—31.2	1.3	16.8	—12.1	15.1	—39.0	28.5
Peking	26	—14.3	6.0	—6.7	19.6	33.8	0.6	24.4	—15.2	36.6

Was die äußersten Minima der Temperatur betrifft, so bezieht sich auf sie in noch größerem Maße das oben Bemerkte, und außerdem sind sie noch schwer vergleichbar, infolge der Ungleichheit der Bedingungen verschiedener Jahre und sogar eines Jahres an nicht sehr entfernten Orten. Daher habe ich auch nicht die Absicht, Tabellen der extremen Temperaturen anzugeben, sondern erwähne dieselben nur im Text. Nach den Beobachtungen in Moskau ist das absolute Minimum niedriger als in Kasan, so daß am letzteren Orte das Gefrieren des Queckſilbers noch nicht beobachtet wurde, in Moskau hat man es beobachtet (im Dezember 1835 und im Januar 1868) und doch sind in Kasan die Mittel und die Mittel aus den Minima der Wintermonate niedriger als in Moskau. Ebenso geben in Orenburg, wo der Winter viel kälter als in Lugan ist und auch die mittleren Minima bedeutend niedriger sind, die Beobachtungen nahezu dasselbe absolute Minimum, die äußersten Minima sind nahezu dieselben ($-40.4°$ und $-40.8°$).

Aus diesen Zahlen wird zuweilen der Schluß gezogen, daß die Linie des Gefrierens des Queckſilbers, welche in der Nähe Lugans vorübergeht, bis gegen Orenburg nach Nordost steigt und dann wieder nach Süden zum See Balkasch geht. Was mich anbetrifft, so halte ich es für sehr wahrscheinlich, daß in den Niederungen des Ural, in einiger Entfernung von der Mündung, die Temperatur bis zum Gefrieren des Queckſilbers sinken kann, unter Bedingungen, die ähnlich den Bedingungen Lugans sind, d. h. im Thale. Da man schon in Petro-Alexandrowsk, unter $41\frac{1}{2}°$ N. Br. $-31.1°$ beobachtete, so ist es wohl zu erwarten, daß 5° nördlicher die Temperatur auf —40° sinken kann. In ähnlichen Fragen haben negative Beweise wenig Kraft.

Es ist sehr wahrscheinlich, daß Temperaturen unter dem Gefrierpunkt des Queckſilbers im ganzen nördlichen Teile Rußlands möglich sind (mit Ausnahme der Murmanküste und der Ufer des Finnischen und Bottnischen Meerbusens) und im größten Teil des mittlern und östlichen. Im Süden sind ähnliche Temperaturen wahrscheinlich möglich bis zu einiger Entfernung vom Kaspischen und Asowschen Meere, wenigstens am Grunde der Thäler und Kessel.

In den Thälern Westsibiriens sind wohl überall Temperaturen von unter —50° möglich. So beobachtete man im De-

zember 1877 folgende Minima (nach Beobachtungen 3 mal am Tage, ohne Minimum-Thermometer). Ich bemerke noch, daß der Januar 1872 und 1885 noch niedrigere Temperaturen ergaben.

	Minima	Zahl der Tage mit Temperaturen unter —40°
Akmollinsk	—45.$_7$	3
Ssemipalatinsk	—49.$_9$	7
Barnaul	—51.$_9$	6
Tomsk	—57.$_2$	6
Jenisseisk	—50.$_7$	5

In Barnaul wurden schon im Dezember beobachtet: absolutes Minimum —55°, Maximum 5.$_1$°, Differenz 60.$_1$°; in Jenisseisk: im Januar —59.$_4$° und 2.$_8$°, Differenz 62.$_2$° etc. Solche Differenzen kommen außer Westsibirien nur in einem Teile Nordamerikas vor, am nördlichen Red-River, oberen Missouri etc. In Ostsibirien beobachtet man wohl niedrigere Temperaturen, namentlich in den Flußgebieten der Lena und Jana, aber dort sind die Maxima auch viel niedriger, so daß die totale Schwankung kleiner wird. In Barnaul beobachtete man im Dezember 1860 eine Schwankung von 57.$_5$° in 12 Tagen, in Krasnojarsk fiel im November 1840 die Temperatur in 46 Stunden von 0.6° auf —46.$_2$°, in Jenisseisk war die Temperatur am 27. Januar 1877 1 p. m. —12.$_8$°, um 9 p. m. —32.$_1$°, am 28. Januar um 7 a. m. —42.$_4$°. Hier ist die Differenz der mittleren monatlichen Maxima und Minima im Dezember und Januar über 40°.

Diese Tabelle zeigt, daß die gerühmte Beständigkeit der Temperatur des sibirischen Winters nicht existiert, wenigstens nicht in Westsibirien, daß im Gegenteil das Klima Westsibiriens im Winter sehr veränderlich ist (siehe auch Kap. 15). Man kann die Beständigkeit nur etwa darin sehen, daß die Schwankungen fast immer unter 0° sich ereignen, selten sind die Übergänge vom Frost zum Tauwetter und umgekehrt, die für uns am meisten bemerkbar sind.

Außer Westsibirien haben sowohl die Kirgisen-Steppen als auch der Südosten des europäischen Rußlands ein sehr unbeständiges Klima, wenigstens im Herbst, im Winter und im Frühlinge.

Kapitel 29.

Bewölkung und Niederschläge (Regen, Schnee ꝛc.) im europäischen Rußland und in Westsibirien.

Die Tabelle 2 giebt einen Begriff über die Verteilung der Bewölkung. Bezüglich der Bewölkung im europäischen Rußland ist zu bemerken, daß sie im allgemeinen groß ist, mehr als 50, sich von Norden nach Süden und von Nordwest nach Südost vermindert, sowie bedeutend größer im Spätherbst und Winter als im Sommer ist. Von Norden nach Süden nimmt die Bewölkung ab und die jährliche Amplitude derselben wächst, so daß z. B. der Unterschied zwischen den Monaten größter und geringster Bewölkung im Gouvernement Archangelsk 27, in Petersburg 31, in Odessa und Kischinew 37, in Lugan 41, in Sfewastopol 48 u. s. w. beträgt. Anders ausgedrückt: die Bewölkung nimmt im Sommer schneller als im Winter von Norden nach Süden ab.

Es giebt noch einen Unterschied zwischen dem Norden und Süden: im Norden treten die größte und die geringste Bewölkung früher ein als im Süden, die erstere z. B. im Gouvernement Archangelsk im November, wobei sie im Oktober fast ebenso groß ist als im Süden im Januar, die kleinste tritt ein im Süden im August, im Norden im Juni oder Juli. Die Monate August, September und Oktober sind namentlich diejenigen, in denen der Unterschied zwischen Nord und Süd am größten ist: in letzteren herrschen in den beiden letzten Monaten

Anticyklonen mit klarem Wetter, im Norden West- und Südwestwinde mit häufigen Regen. Im Frühling ist der Unterschied zwischen dem Norden und Süden Rußlands viel geringer, besonders im Beginn des Frühlings (im März).

Die größten jährlichen Mittel trifft man im Gouvernement Archangelsk (73). Noch weiter nach Norden, in Nowaja Semlja und Spitzbergen, ist die Bewölkung in den Sommermonaten noch größer, aber weniger in den Wintermonaten, jedoch die zu kurzen Beobachtungen erlauben hier keine so sicheren Schlüsse.

Auf der Insel Walaam, auf dem Ladogasee, ist die mittlere jährliche Bewölkung ebenso groß wie in Kem (73), aber die Verteilung auf die Monate ist etwas verschieden, namentlich im Winter ist die Bewölkung größer, im Sommer geringer.

Dann kommt eine ausgedehnte Zone, in welcher die Bewölkung ziemlich dieselbe ist — dieses sind die baltischen und westlichen Provinzen, ferner Zentralrußland. Im Jahresmittel ist ungefähr $^2/_3$ des Himmels mit Wolken bedeckt, im Sommer etwa die Hälfte, im Winter bis $^4/_5$. Die Unterschiede zwischen den Jahreszeiten sind größer als im Norden. Als die bewölktesten Monate zeigen sich überall: November, Dezember und Januar und lange Jahre der Beobachtungen sind erforderlich, um genau festzustellen, welcher von ihnen die größte Bewölkung hat. Aber, wie es scheint, ist Grund zu der Annahme vorhanden, daß im Norden dieser Zone sich der November als der bewölktere Monat zeigt, im Süden eher der Januar.

Alsdann nimmt die Bewölkung vom Januar bis Februar ab, im März setzt sich diese Verminderung fort, dann wird sie schwächer und besonders im Norden ist sogar ein geringes Anwachsen vom April zum Mai bemerkbar.

Die Bewölkung in den Sommermonaten bietet folgende Züge: im Nordwesten dieser Zone, in Petersburg, Dorpat u. s. w., ist die geringste Bewölkung entschieden im Juni, von da an steigt die Bewölkung ununterbrochen bis November, wenig bis zum August und viel schneller im Herbst.

Südlicher, in Moskau und dem ganzen mittleren Rußland, gleichfalls in Kasan, Saratow, Kiew und Warschau, sehen wir zwei Minima im Juni und im August, geteilt durch eine geringe

Zunahme der Bewölkung im Juli. Der Juli ist, wie bekannt, in dieser ganzen Zone der regenreichste Monat.

Im allgemeinen ist, je weiter nach Süden, desto deutlicher das Augustminimum der Bewölkung vorhanden, eine Erscheinung, die ganz Südrußland und dem Kaukasus eigen ist. Schon in Warschau und Kiew ist die Bewölkung im August geringer als im Juni, wiewohl die Differenz nicht groß ist. Dann ist noch das rasche Ansteigen der Bewölkung vom August bis September im mittleren und östlichen Rußland (z. B. in Moskau und Kasan) und das sehr langsame im Westen, besonders in Warschau, zu bemerken. Dieses letztere ist schon eine Annäherung an das Klima Mitteleuropas, wo der September der klarste Monat im Jahre ist.

In Astrachan ist die Bewölkung in allen Jahreszeiten etwas geringer als in den übrigen Teilen Südrußlands, und außerdem nimmt man wahr, daß sie lange nicht so rasch vom Oktober zum November wächst, aber dafür schneller vom November bis zum Dezember. Dasselbe bemerkt man auch in Zentralasien, dort hält auch schon das schöne Wetter bis zum Anfang des Winters an. Der November ist in dieser Zone der Monat des höchsten Luftdruckes.

Die sehr große Bewölkung in den Wintermonaten in Südrußland ist eine bemerkenswerte Erscheinung und steht etwas im Widerspruch mit der gewöhnlichen Auffassung des rein kontinentalen Klimas dieser Gegenden und, was wichtiger ist, mit dem Vorherrschen östlicher Winde im Winter. Indessen scheint die Thatsache hinreichend festgestellt zu sein, da die Beobachtungen untereinander sehr übereinstimmen und für die mehr nördlichen und westlichen Stationen der südrussischen Steppen eine Bewölkung von mehr als 73 im Januar und für alle, außer Astrachan und Stawropol, mehr als 69 vom November bis Februar ergeben. Der Grund dieser Erscheinung scheint mir nicht ganz klar zu sein, aber das Wahrscheinlichste ist, daß die Ostwinde sich nicht auf eine große Höhe ausdehnen, während höher oft westliche und südwestliche wehen und Wolken mit sich führen. In der That haben die Beobachtungen über die Bewegung der Wolken gezeigt, daß sie gewöhnlich von Westen kommen.

Die drei uralischen Stationen haben die geringste Be-

wölkung im März, die größte im November, folglich ist die Verteilung nach den Monaten eine sehr verschiedene von derjenigen, welche man im europäischen Rußland beobachtet. Aber unter ihnen werden gleichfalls einige Unterschiede bemerkt; die geringste Bewölkung wird auf der nördlichsten der uralischen Stationen in Bogoslowsk beobachtet, sie ist größer in Jekaterinenburg und noch größer in dem südlicheren Slatoust. Dies ist folglich eine Änderung der Bewölkung mit der Breite, entgegengesetzt derjenigen, welche im europäischen Rußland beobachtet wird, wo sie von Süd nach Nord ansteigt. Daß dieses keine allgemeine Erscheinung unter den Meridianen des Urals ist, kann man daraus sehen, daß in Orenburg das jährliche Mittel 54, folglich viel geringer als sogar in Bogoslowsk ist. Folglich muß man die Ursachen dieser Erscheinung in der örtlichen geographischen Lage der uralischen Stationen suchen.

Bogoslowsk liegt in einem Thale, ungefähr 25 km östlich vom uralischen Gebirgszuge, der hier hoch ist. Da westliche Winde vorherrschen, so müssen sie als absteigende ziemlich trocken in Bogoslowsk sein.

Jekaterinenburg liegt gleichfalls im Osten der uralischen Gebirgskette, aber hier ist der Gebirgszug viel niedriger als im Norden und im Süden davon. Daher ist Jekaterinenburg weniger vom europäischen Rußland verschieden als Bogoslowsk. Dann sehen wir, daß der Unterschied zwischen Jekaterinenburg und Bogoslowsk am größten in den kalten Monaten ist, vom September bis April, wenn die Wolken im allgemeinen niedriger sind, und daher eine nicht besonders hohe Bergkette, wie die uralische, geeignet ist, sie aufzuhalten. Slatoust ist von ziemlich hohen Ausläufern des Urals umgeben und befindet sich dazu im Westen der Hauptkette. Folglich sind beim Vorherrschen westlicher Winde, besonders im Herbst und Winter aufsteigende häufiger, wobei sich die Luft abkühlt und dem Sättigungspunkte nähert.

Die große Bewölkung der uralischen Stationen im Sommer erklärt sich durch die Nähe der Berge und durch ausgedehnte, benachbarte Wälder und Sümpfe. Um Slatoust giebt es mehr Berge, daher ist auch die Bewölkung im Sommer dort am größten.

Für drei Jahre 1877—79 habe ich die Möglichkeit, noch zwei Stationen zu den früheren drei hinzufügen zu können. Von ihnen ist der Berg Blagodat — ein vereinzelter Gipfel im Osten des uralischen Bergrückens und ungefähr 150 Meter über dem Teich des Eisenwerkes Kutschwa; Nischnetagilsk liegt gleichfalls in der Ebene im Osten des Hauptgebirgszuges. Diese drei Jahre geben das folgende jährliche Mittel der Bewölkung (die Orte folgen von Norden nach Süden):

Bogoslowsk	58
Berg Blagodat	67
Nischnetagilsk	61
Jekaterinenburg	66
Slatoust	68

Also kann von einer Zunahme der Bewölkung von Nord nach Süd unter diesen Meridianen nicht die Rede sein. Der Berg Blagodat, nur um 1° südlicher als Bogoslowsk, hat eine viel größere Ähnlichkeit mit Slatoust, das um zirka 3° südlicher liegt.

Einen jährlichen Gang der Bewölkung, ähnlich dem auf dem Ural beobachteten, finden wir auch in den Ebenen Westsibiriens. Leider sind hier nur kurze Beobachtungen nach den Jahren 1870 vorhanden. Tomsk giebt ein jährliches Mittel von 59 ($5^1/_2$ Beobachtungsjahre), folglich eine der in Bogoslowsk beobachteten gleiche; Barnaul und Ssalair haben eine bedeutend größere Bewölkung, 64 und 65, die ich nicht umhin kann der Nähe des Altai zuzuschreiben. Dieses ist daraus ersichtlich, daß die Bewölkung hier im Sommer größer ist als an sonst irgend welchen Orten, die bisher betrachtet worden sind, außer Kem und Slatoust. Bezüglich des letzteren habe ich schon oben erörtert, daß man dieses der Nähe der Berge zuschreiben muß.

Allein in bezug auf Barnaul giebt es zwei Umstände, die Bedenken erregen: 1) die Entfernung höherer Berge, 2) daß die Sommerregen dort keineswegs reichlich sind. In dieser Beziehung steht Barnaul fast allen Orten des europäischen Rußlands nach, wo Beobachtungen gemacht worden sind, außer Ssewastopol und Astrachan, Slatoust hingegen zeichnet sich im Sommer durch sehr ergiebige Regen aus. Es fallen in Millimetern:

	Juni	Juli	August
Barnaul	33	43	44
Slatoust	71	92	73.

Folglich fällt in Barnaul im Juni und Juli die Hälfte des Regens, welche Slatoust erhält, im August etwas mehr als die Hälfte, ungefähr $^3/_5$. Wenn es in Sfalair keine Beobachtungen gäbe, so könnte man einen beständigen Fehler in der Bestimmung der Bewölkung durch den Beobachter voraussetzen, aber in anbetracht dessen, daß in Sfalair die Bewölkung im Sommer noch größer ist, können wohl die Beobachtungen in Barnaul richtig sein.

Weiter nach Osten haben wir Beobachtungen in Jenisseisk. Das jährliche Mittel ist hier 53, das heißt viel niedriger als auf dem Ural und in der Ebene Westsibiriens. Die größte Bewölkung zeigt sich im Oktober, die geringste im Februar und Juli. Im Vergleich zu Barnaul ist besonders die geringe Bewölkung mitten im Winter und mitten im Sommer bemerkenswert (Differenz 22 im Dezember und Januar und 15 im Juli.)

Im Winter ist die Bewölkung gering, weil Ostsibirien näher ist, ja auch die Temperatur der Wintermonate ist in Jenisseisk bedeutend niedriger als in Westsibirien (außer der äußersten nördlichen Zone) und in Irkutsk, Krasnojarsk ꝛc.

Die geringe Bewölkung im Sommer in Jenisseisk muß man, scheint es, der Abwesenheit von Bergen und den in dieser Zeit vorherrschenden Nordwestwinden zuschreiben.

Die Bewölkung ist in Jenisseisk viel geringer als in dem 7° nördlicher gelegenen Turuchansk, hier ist das Jahresmittel 68, die Minima 61 (Februar, März), 59 (Juli), das Maximum 80 (Oktober). Die Bewölkung ist also im Jahresmittel um 15 größer als in Jenisseisk, am kleinsten ist der Unterschied im November, 3, am größten im Juni, 19, und im September, 18. Der jährliche Gang stimmt mit dem von Jenisseisk, mit dem Unterschiede, daß die große Bewölkung im Herbste früher anfängt.

Jedenfalls ist in der Bewölkung, wie in anderen Hinsichten, das Gebiet des Jenissei ein Übergangsgebiet von West- zu Ostsibirien, man könnte es Zentralsibirien nennen.

Die Ursachen der geringsten Bewölkung im März und der größten im Spätherbste sind in ganz Westsibirien folgende: im Herbst ist der Luftdruck im Süden und Südwesten davon, in Mittelasien und Südrußland hoch, niedrig dagegen auf dem nördlichen Ozean, wo zu dieser Zeit schon das Eis des vorhergehenden Winters fast geschmolzen ist und sich eben neues bildet, daher die vorherrschenden Westwinde. Die Abkühlung der Luft bei der Bewegung nach Norden führt zur Kondensation der Dämpfe, daher der hohe Grad der Bewölkung und die häufigen, wenn auch nicht sehr reichlichen Niederschläge. Jedoch ein Teil der Bewölkung ist auf Rechenschaft der Nebel in den Flußthälern zu setzen, welche gerade an sonst klaren und windstillen Tagen (anticyklonisches Wetter) vorwalten, so lange die Flüsse nicht ganz gefroren sind. Im Winter bilden sich schon häufiger, auch über Westsibirien, Gebiete hohen Luftdrucks (Anticyklonen), aber sie werden, wie bekannt, gewöhnlich von klarem Wetter begleitet, und da die Flüsse dann eine feste Decke haben, so ist Nebel weniger häufig als im Herbste. Auf dem Ozean bildet sich mehr und mehr Eis, besonders an den Ufern, und das Gebiet des niedrigen Luftdrucks entfernt sich weiter nach Norden, wo das Meer tiefer und weniger Land ist, so daß keine zusammenhängende Eisdecke mehr vorhanden ist. In hohen Breiten (75—80 °) ist wahrscheinlich auch hier, wie in Grönland und auf dem Nordamerikanischen Archipel, der Februar der kälteste Monat im Jahre und der März wenig wärmer. In diesem Monat nehmen die Anticyklonen einen großen Raum im fernen Norden ein, indem sie auch nach Westsibirien vordringen.

Die folgende Tabelle giebt die größte und geringste Bewölkung eines einzelnen Sommer- und Wintermonats für die 14 Jahre von 1870—83. Ich habe hier, wie in den Tabellen der zwei vorigen Kapitel, auch den Kaukasus, Ostsibirien und Ostasien eingeschlossen.*)

*) Für die eingeklammerten Orte ist die Periode kürzer.

	Größte	Kleinste	Größte	Kleinste
	Bewölkung eines einzelnen Monats in den Jahren 1870—83.			
	Wintermonate		Sommermonate	
Kem	97 Januar	51 Februar	83 Juni	55 Juli
Archangelsk	99 November	37 „	84 August	35 Juni
Petersburg	93 Januar	53 „	71 Juli	37 „
Moskau	96 „	51 „	72 Juni	37 Juli
Dorpat	95 „	52 „	77 Juli, Aug.	38 Juni
Warschau	94 Dezember	49 „	75 August	35 Juli
Kiew	96 Januar	51 „	66 Juli	33 August
(Kischinew)	96 „	58 Dezember.	63 Juni	23 „
Odessa	96 Dezember	55 Februar	57 „	18 „
Nikolajew	93 „	41 „	54 August	12 „
Bogoslowsk	73 Januar	44 Jan. Dez.	75 Juli	45 Juni Juli
Lugan	91 „	48 Februar	62 Juni	24 Juni Aug.
Kasan	92 Dezember	45 Dezember	79 „	38 Juni
(Sewastopol)	93 „	54 Februar	60 „	13 August
Jekaterinenburg	87 Februar	42 „	82 „	46 „
Slatoust	85 Dezember	43 „	87 „	47 Juni

	Größte	Kleinste	Größte	Kleinste
	Bewölkung eines einzelnen Monats in den Jahren 1870—83.			
	Wintermonate		Sommermonate	
(Astrachan)	96 Dezember	35 Dezember	55 Juni	11 August
(Wladikawkas)	94 „	44 Januar	78 „	44 „
(Stawropol)	94 „	53 Dezember	62 „	24 Juni Aug.
(Poti)	86 „	27 „	74 Juli	37 August
Tiflis	82 „	43 Januar	53 Juni	31 Juli
Baku	85 Februar	52 „	48 Juni Aug.	17 „
(Irgis)	76 Dezember	17 Februar	51 Juni	17 Juni
(Petro-Alexandrowsk)	76 „	17 „	38 „	4 August
(Taschkent)	75 Februar	28 Dezember	33 „	0 Juli
Barnaul	85 Dezember	44 Februar	79 „	40 August
(Jenisseisk)	70 „	26 Januar	65 August	35 Juni
(Turuchansk)	91 „	43 Februar	82 Juni	45 Juli
Hüttenwerk Nertschinsk	39 „	7 Jan. Febr.	65 August	25 Juni
Peking	48 Februar	10 Dezember	60 Juli	27 „
(Wladiwostok)	57 Dezember	11 Januar	89 August	61 August

Aus dieser Tabelle ist zu ersehen, daß überall im europäischen Rußland, selbst in der Krim, zuweilen Wintermonate mit einer Bewölkung von über 90 vorkommen, d. h. solche, in welchen fast kein Sonnenschein ist. In Transkaukasien und jenseits des Ural kommen solche nicht mehr vor und in Ostsibirien, den Norden und die Ostküste ausgenommen, keine über 50. Die große Bewölkung der Wintermonate in Rußland ist auch darin zu bemerken, daß fast keine Wintermonate mit einer Bewölkung unter 50 vorkommen.

Im Sommer scheinen Monate unter 30 nur im Süden vorzukommen, weiter nach Südost kommen noch kleinere Zahlen vor; in Taschkent kam ein Juli vor, in welchem der Himmel ganz wolkenlos war.

Für die Niederschläge sollte man eine größere Zahl Beobachtungen auf einem bestimmten Flächenraum haben als für die Lufttemperatur und besonders den Luftdruck. Leider ist dieses nicht der Fall, die Anzahl der Stationen ist bei uns sehr gering, auf ausgedehnte Strecken sind gar keine vorhanden. Ich bemühe mich, dieses dürftige Material so gut als irgend möglich zu benutzen.

Außer der kleinen Zahl Stationen stört uns noch ein Umstand, einen richtigen Begriff über die Niederschläge in Rußland zu erhalten, nämlich der, daß es bei uns während 4—5 Monaten im Jahre schneit, die Bestimmung der Schneemenge aber mit großer Unsicherheit verbunden ist.

Tabelle 3 giebt uns einen Begriff über die Wassermenge, die im Jahre fällt, Tabelle 4 über die Verteilung nach den Monaten.

Ich gebe unten noch eine Tabelle der mittleren, größten und kleinsten Menge an einem Monate für 5 Monate vom Mai bis September, in Millimetern. Dieses sind die Monate, welche für die Vegetation am wichtigsten sind, die Niederschläge fallen dann fast ausschließlich als Regen.

In bezug auf die größte und kleinste Regenmenge einzelner Monate ist dasselbe zu bemerken, was hinsichtlich der Tabelle im Kap. 28 erwähnt ist, und zwar ist hier noch weniger Sicherheit, daß die gegebenen Maxima und Minima nicht übertroffen werden und zwar deshalb, weil fast überall die Beobachtungen kürzer

und die Schwankungen der Regenmenge größer sind als diejenigen der Temperatur.

In Rußland schlägt sich im Laufe des Jahres weniger Wasser in Form von Regen und Schnee nieder als in vielen anderen Gegenden der mittleren Breiten. Man kann sagen, daß sich überhaupt im Westen mehr Wasser niederschlägt, im Osten weniger. Von Norden nach Süden kann man zuerst eine Vergrößerung bemerken, dann eine Verminderung, so daß sich die mittlere Zone regnerischer erweist als die nördliche und südliche.

Ich gebe einige Beispiele über die Veränderung der Menge des herabfallenden Wassers von Norden nach Süden. Ich beginne mit der westlichsten Zone und schließe mit Westsibirien und Mittelasien.

I.		II.	
Reval	47	Kem	37
Riga und Mitau	51	St. Petersburg	47
Warschau	58	Pinsk	61
Lemberg und Zlozow	67	Kiew	51
Kischinew	47	Jelissawetgrad	43
Sulina	47	Odessa	40
		Tarchankut (Krim)	25

III.		IV.	
Archangelsk	41	Kasan	44
Wologda	45	Ssimbirsk	44
Kostroma	49	Ssamara	39
Moskau	55	Astrachan	14
Kursk und Woroneſch	53	Ft. Alexandrowsk	11
Lugan	37		
Kertsch	25		

V.		VI.	
Bogoslowsk	40	Tobolsk und Ischim	43
Nischnitagilsk	48	Barnaul	24
Jekaterinenburg	36	Ssemipalatinsk	21
Dolmatow	32		
Irgis	18		
Nukuß	7		

Mittel, Maximum und Minimum der monatlichen Regenmenge von Mai bis September. (Millimeter.)

Ortsbenennungen.	Zahl der Jahre	Mai			Juni			Juli			August			September		
		Min.	Mittel	Max.	Min.	Mittel	Max.	Min.	Mittel	Max.	Min.	Mittel	Max.	Min.	Mittel	Max.
Kem, Gouv. Archangelsk	19 *)	8	36	86	12	40	94	15	48	120	13	51	105	17	52	122
Petersburg	48 *)	3	42	112	5	43	106	7	64	136	4	65	197	2	49	106
Riga und Mitau	27	15	48	107	10	57	188	4	65	206	12	62	161	7	60	140
Dorpat	16 *)	14	52	84	21	63	138	19	96	233	18	80	138	15	71	129
Gorki, Gouv. Mohilew	27 *)	10	27	129	12	43	158	27	61	199	8	78	118	6	56	90
Moskau	22 *)	14	53	96	22	52	100	23	67	144	15	75	137	8	54	107
Mochowoje, Gouv. Tula	16	21	63	167	11	76	164	45	97	304	10	58	155	10	55	190
Kasan	19 *)	8	46	80	20	50	101	16	75	150	4	64	116	0	44	92
Koßmodemjansk	16	25	50	102	8	63	150	13	63	176	9	47	102	6	49	101
Woronesch	14 *)	7	62	119	30	57	143	12	56	132	15	51	136	4	63	237
Kursk	18	7	59	138	3	78	159	15	56	93	0	55	125	15	38	73
Kiew	30 *)	9	44	119	3	54	112	9	79	224	8	56	157	6	42	108
Kischinew	28	8	53	100	15	77	173	12	68	218	2	46	115	0	34	111
Odessa	32 *)	0	35	122	1	56	154	11	50	131	0	27	104	0.5	34	106
Lugan	47 *)	4	41	123	1	53	142	5	46	146	0	32	113	0	24	84

*) Für diese Orte sind die Beobachtungen der Jahre 1882 bis 1884 für die Bildung des Mittels nicht verwendet worden.

Mittel, Maximum und Minimum der monatlichen Regenmenge von Mai bis September. (Millimeter.)

Ortsbenennungen.	Zahl der Jahre	Mai			Juni			Juli			Auguſt			September		
		Min.	Mittel	Max.	Min.	Mittel	Max.	Min.	Mittel	Max.	Min.	Mittel	Max.	Min.	Mittel	Max.
Sſewaſtopol *)	26	0	22	40	0	27	108	0	38	123	0	33	88	0	38	83
Simferopol	22	3	29	90	7	48	102	1	55	153	1	34	88	0,5	40	117
Poti	21**)	11	59	144	13	193	465	37	164	402	69	235	469	89	208	382
Tiflis	37**)	18	74	175	5	71	161	2	57	135	4	43	197	2	49	200
Baku	34**)	0	15	90	0	80	36	0	7	73	0	6	31	0	19	88
Slatouſt	47**)	8	45	116	17	72	164	15	93	187	20	74	260	1	47	131
Jekaterinenburg	47**)	4	41	129	14	71	129	11	81	183	16	60	200	0	35	122
Bogoslowsk	46**)	5	43	114	7	50	152	5	70	196	10	66	179	3	43	114
Dalmatow	14	5	36	85	8	54	92	31	66	160	2	46	92	4	33	76
Barnaul	47**)	4	26	63	0	33	98	3	41	116	7	42	200	0	22	79
Jeniſſeisk	15**)	12	34	80	6	51	88	23	56	112	37	57	138	17	43	86
Hüttenwerk Nertſchinsk	42**)	0,5	25	92	9	61	180	23	103	221	33	111	297	16	47	85
Peking	33**)	3	37	111	1	85	205	7	225	631	25	163	373	5	70	293

*) Mittel nach 14jährigen Beobachtungen.

**) Für dieſe Orte ſind die Beobachtungen der Jahre 1882 bis 1884 für die Bildung der Mittel nicht verwendet worden.

Die Zunahme, aber dann die Abnahme der Menge der Niederschläge von Nord nach Süd ist sehr deutlich aus der I—III und V. Reihe, (S. 226) zu ersehen, für die zwei anderen war es nicht möglich einen hinreichend nördlichen Ort zu wählen. Besonders wenig regnet es in den Aralo-Kaspischen Steppen (Astrachow, Alexandrowsky, Irgis, Nukuß), daher ist es auch leicht verständlich, daß dort kein Landbau ohne künstliche Bewässerung möglich ist, besonders wenn man die hohe Temperatur während 5—6 Monaten im Jahr und die Trockenheit der Luft in Betracht zieht.

Auf den ersten Blick kann es sonderbar erscheinen, daß im Norden Rußlands sich weniger Wasser niederschlägt als z. B. in den mittleren Schwarzerdegouvernements, da in letzteren oft über Dürre und ihren schädlichen Einfluß auf die Ernte geklagt wird, aber im Norden ist man häufiger mit den Regen unzufrieden, die das Ernten des Getreides hindern. Jedoch die kleine Menge des im Norden fallenden Wassers ist genügend, weil: 1) im Norden die Temperatur niedriger ist; 2) der Schnee sich lange hält und nach dem Schmelzen desselben die Feuchtigkeit lange im Boden bleibt; 3) die Regen seltener in Form von Platzregen niederfallen als im mittleren Rußland und namentlich im südlichen Rußland, sondern meistens als Landregen; 4) die ausgedehnten Wälder die Kraft des Windes vermindern und den Boden vor großer Verdunstung schützen.

Aus allem diesem geht hervor, daß das Bedürfnis an Wasser im Norden geringer ist als in der Mitte Rußlands und daß nach den Bedürfnissen eher noch zuviel Wasser fällt.

Das europäische Rußland ist überhaupt ein Land der Sommerniederschläge, wie leicht aus Tabelle 4 zu ersehen ist. Fast überall fällt in den wärmeren Monaten mehr als die Hälfte der jährlichen Menge, in den drei Sommermonaten mehr als 35 pCt. Von Norden nach Süden kann man den ganzen Raum in drei Teile teilen; im Norden, annähernd bis 59° N. Br., regnet es am meisten im August, in Mittel-Rußland, annähernd bis 51—52 °, — im Juli, im Süden bis zum Schwarzen Meer — im Juni, wie dies auch aus der Karte der Regen Rußlands zu ersehen ist.

Nach dem Juni sind im Süden die regnerischsten Monate — Mai und Juli, im Norden und sogar im nördlichen Teile Mittelrußlands, z. B. in den Gouvernements Moskau,

Jorosław, Kostroma u. s. w. sind die regenreichsten nach dem Juli der August und September. Im Oktober ist die Regenmenge geringer, aber dieser Monat ist seines anhaltenden regnerischen Wetters wegen bekannt, im Süden sind dagegen die Monate von August bis Oktober relativ trocken und dann sind im November mehr Niederschläge als im Oktober (siehe Tabelle 4: Lugan, Odessa, Kischinew u. s. w.)

Die Verteilung der Regen in Südrußland ist für den Landbau ziemlich günstig, aber die Menge des Regens ist zu gering. Es ist bekannt, daß Dürren in der Hauptzone des Landbaues unseres Südens eine nicht seltene Erscheinung sind, oft wurden sie schon in gelehrten Gesellschaften und in der wissenschaftlichen wie populär-wissenschaftlichen Litteratur behandelt. Manche übertreiben die Bedeutung dieser Dürre, indem sie verhältnismäßig seltene Thatsachen verallgemeinern. Es genügt, auf die Tabelle zu sehen, die oben angeführt worden ist, um sich zu überzeugen, daß z. B. in Lugan in ca. 40 Jahren der Juni und Juli nicht ein einziges Mal ganz ohne Regen gewesen, sind. Andere, welche nur die Thatsache beachten, daß sich im Süden fast ebenso viel Wasser niederschlägt wie in Mittelrußland, bemühen sich, die Dürre durch den Charakter der Regen zu erklären, welche dadurch, daß sie in Form von Platzregen niederfallen, für den Landbau unnütz wären, oder wollen die Schuld auf die ungünstige Verteilung der Regen schieben.*)

Mir scheint es, daß es durchaus nicht daran liegt, sondern einfach daran, daß es bei uns im Süden nicht so viel regnet, als es bei einem so warmen Klima erforderlich wäre. Dieses wird aus der Zusammenstellung von Zahlen für die Temperaturen und die Niederschläge in unserem Süden und im fruchtbarsten Teile der Vereinigten Staaten ersichtlich sein.

Mittlere Temperatur.

	Jahr.	Mai.	Juli.
Iowa City, Iowa	8.6	15.5	23.3
Ottawa, Illinois	9.4	15.4	23.7
Lugan	7.6	16.0	22.0
Odessa	9.4	15.1	22.4
Kischinew	10.0	16.3	22.7

*) Siehe unter anderen die eingehende Betrachtung über diesen Gegenstand im Buche von Wesselowsky „Über das Klima Rußlands".

Niederschläge in Zentimetern.

	Jahr.	April bis Juni.	Juli bis September.
Jowa City, Jowa	99	31	35
Ottawa, Illinois	90	28	27
Lugan	37	12	10
Odessa	40	12	11
Kischinew	47	16	14

Der Unterschied ist, wie man sieht, ein sehr großer. Bei uns fällt bei gleicher Temperatur im Jahre und im Sommer $2^1/_2$ bis 3 mal weniger Regen als in der Schwarzerdezone der Vereinigten Staaten, aber die Verteilung ist günstig, da ein bedeutender Prozentsatz vom April bis Juni fällt.

Ich habe noch die Regenmenge für je 5 Tage-Perioden vom April bis Oktober, für 5 Orte in Rußland*) (Petersburg, Kursk, Lugan, Orenburg und Jekaterinenburg) berechnet, ich führe sie hier nicht an, um nicht die Zahl der Tabellen zu vergrößern, aber teile einige Schlüsse mit, zu denen ich bei Betrachtung dieser Tabellen gekommen bin. Aus ihr ersieht man, daß die Menge der Niederschläge nicht gleichmäßig ansteigt, sondern daß man bedeutende Schwankungen antrifft. Diese Schwankungen sind auf einen bedeutenden Flächenraum nach einer Richtung gerichtet. So ist in ganz Rußland das fünftägige Mittel des 27. Juli eins der trockensten im ganzen Sommer, so fällt in Petersburg, von Anfang Juli bis zur Mitte des September, nur in einer Pentade (26. August) noch weniger, in Kursk und Lugan ist diese die regenärmste Pentade von Mitte Mai bis Ende August u. s. w. In derselben Zeit erreicht die Temperatur ihre größte Höhe fast in ganz Rußland.

In der folgenden Pentade (1. August), welche den Eliastag nach altem Stile einschließt, an welchem dem Volksglauben gemäß sicher Gewitter eintritt, regnet es in der That mehr als an der vorhergehenden und folgenden (d. h. 27. Juli und 6. August). Der Unterschied gegen den 27. Juli ist in Petersburg $6._5$, in Kursk $2._4$, in Lugan $4._7$, in Orenburg $2._4$, in Jekaterinenburg $1._5$ mm.

*) Sapiski der allg. Geographie der K. K. Geogr. Gesellsch. Bd. VI. p. 24—25.

In Petersburg ist die erste Hälfte des August die regenreichste Zeit des Jahres, alsdann vermindert sich die Menge, und am Ende des August tritt hier und in Südrußland eine sehr trockene Periode ein.

Bemerkenswert ist die Übereinstimmung der Regenmenge in Kursk und Lugan, trotzdem daß an ersterem Orte die Regenmenge viel größer ist. An beiden Orten ist die regnerischste Periode im Anfang Juni. An beiden Orten ist gleichfalls die Pentade 11. August regnerisch, an dieser ist die Menge des Wassers fast ebenso groß wie in den regnereichsten Pentaden des Juni. Sogleich nachher treten Ostwinde ein und die Menge der Niederschläge vermindert sich gegen Ende August und noch mehr im September. Also gegen Mitte August fallen die letzten ergiebigen Sommerregen, nach welchen eine lange, trockene, aber schon kühlere Witterung eintritt. Weiter nach Osten, bis zur mittleren Wolga, werden Regen zu dieser Zeit erwartet, und in einem großen Gebiet Zentral- und Ostrußlands eilt man mit den Wintersaaten, damit das Korn noch von diesen Regen Nutzen zieht.

In Orenburg ist die regnerischste Periode in der Mitte des Juni, nachher sind die Regen nicht mehr annähernd so ergiebig.

Für Lugan habe ich später noch die fünftägigen Mittel bis 1881 berechnet, d. h. im ganzen für 44 Jahre. Das allgemeine Resultat ist, daß von Mitte Mai bis Mitte August an allen Pentaden mehr als 6 mm fällt, mit Ausnahme der folgenden: 7. Juni*) ($5_{.3}$), 12. Juli*) ($5_{.6}$) und 27. Juli*) ($4_{.6}$). Mehr als 9 mm fällt an den fünftägigen Mitteln 2.*) und 27.*) Juni, 7.*) und 17.*) Juli und 11. August*). Nach dem 16.*) August nur einmal, nämlich am 31. August*), fällt mehr als 5 mm und dasselbe kann man über den Oktober und die erste Hälfte des Mai sagen. Die Zeit der reichlichen Regen fällt mit der Zeit des Vorherrschens von Westwinden in Südrußland zusammen.

Im Westen von den Steppen Südrußlands, in Ostgalizien und der Bukowina, regnet es viel mehr in der Ebene, oder richtiger

*) Hier sind überall die fünftägigen Mittel nach dem in der Mitte liegenden Tage benannt, so z. B. bedeutet 7. Juni das Mittel vom 5. bis zum 9. Juni.

auf der Awratinischen Höhe, im Jahre fallen 57 bis 68 cm, in den Thälern der Karpathen aber mehr als 90. Die Verteilung auf die Monate ist dieselbe wie in der südrussischen Steppe, d. h. im Juni regnet es am meisten, dann tritt bis zum August eine langsame Verminderung, vom August bis Oktober eine rasche ein, und im November regnet es wieder mehr.

Die Karpathen bilden in der Beziehung eine klimatliche Grenze, daß es auf ihren Südwestabhängen, in Ungarn, mehr schneit als in Galizien.*)

Der südliche Teil der Krim hat schon eine andere Periode der Niederschläge als der übrige Teil Südrußlands, am meisten Regen fällt im Dezember, am wenigsten im April und Juni. Im Kapitel 26 habe ich die Aufmerksamkeit auf den Übergang von den Winterniederschlägen zu den Sommerniederschlägen in West- und Zentraleuropa gelenkt, aber dort vollzieht er sich allmählich, hier dagegen plötzlich, so daß in Simferopol, im Norden der Krimschen Berge, schon entschieden Sommerregen vorherrschen**). Die Krimschen Berge haben keine regenreichere Seite wie der größte Teil andrer Bergketten, die Luft ist auf ihrer nördlichen Seite feuchter, aber schwerlich regnet es dort mehr. An der Südküste und in der Umgebung von Sfewastopol sind Platzregen nicht nur im Sommer, sondern auch im Herbst häufig. In diesen Jahreszeiten sind die Regen sehr unregelmäßig, im Winter und im Beginn des Frühlings sind sie im Gegenteil häufiger und auf sie rechnen die Landwirte zur Durchfeuchtung der tiefen Schichten des Bodens, nach solchen Regen ertragen die Weinberge und Fruchtbäume einen heißen trockenen Sommer ohne Bewässerung. So viel über die Südküste bekannt, ist die Periode der Regen etwa dieselbe, wie in Sfewastopol, die Menge etwas größer.

Der nördliche Steppenteil der Krim ist ziemlich trocken (siehe den Leuchtturm Tarchankut, Kertsch). Die Beobachtungen sind noch zu kurz, als daß man die Verteilung nach den Monaten sicher bestimmen könnte.

*) Siehe die Tabelle IV „die Berge Nordungarns".

**) Siehe die Abhandlungen W. Köppens „über die Winde und Regen Tauriens", Repertorium für Meteorologie, Teil I. und „über die Menge der Niederschläge im südlichen Teil der Krim". Sapiski der geogr. Gesellsch. Teil I.

Noch trockener ist die Aralo-kaspische Steppe. Dort fallen im Jahre weniger als 20 cm und die Verteilung nach den Monaten ist sehr unregelmäßig, wenigstens in dem Teil der Steppe, welcher sich im europäischen Rußland befindet. Ein Platzregen kann auf lange das Mittel eines bestimmten Monats erhöhen. Der Hauptcharakter dieser Gegend ist die geringe Quantität der Niederschläge, infolge dessen fordert auch der Landbau künstliche Bewässerung.

Der Westabhang des Ural und die hügelige Gegend im Westen von ihm ist reicher an Schnee als z. B. die niedrigere Gegend an der Wolga. Leider fehlen Zahlenangaben. Infolge der großen Schneemenge ist die Entwickelung der Vegetation im Frühling am Westabhange des Urals um 10—15 Tage später als am Ostabhange, letzterer ist deswegen ärmer an Schnee, weil die im Winter vorherrschenden Westwinde schon trocken am Ostabhange anlangen.

Im Sommer sind auch am Ostabhange des Ural die Regengüsse reichlicher, sie sind oft von Gewittern begleitet. Hier, wie auch in der anliegenden Ebene, kommen oft Regen vor, wenn nach einigen warmen Tagen mit Windstille oder starkem Südwestwinde Nord- und Nordostwinde eintreten; dieses kommt besonders im Sommer vor. Wahrscheinlich werden hierbei Wasserdämpfe durch die vorhergehenden Winde herbeigebracht, und der Nord- und Nordostwind verdichten sie.*) Soll man nicht etwa diesem Umstande die geringere Menge Regen und Schnee in Jekaterinenburg als in Nischnitagilsk und Bogoslowsk zuschreiben? Letztere liegen am Ostfuße des höheren Teiles des Ural, während um Jekaterinenburg der Ural sehr niedrig ist. Das Vorherrschen der Sommerniederschläge am Ostabhange des Ural ist größer als irgendwo im europäischen Rußland. Weiter im Osten, z. B. in Tobolsk, Jenisseisk u. s. w., regnet es wieder mehr in den kalten Monaten.

In Barnaul regnet es erstaunlich wenig. Barnaul befindet sich schon außerhalb des Altaigebirges, südwestlich von ihm.

*) Siehe den Artikel von Cler „über die Regenmengen in Dalmatow", nach den Beobachtungen von Syränow im IV. Teil der Iswestija der uralischen Ges. der Naturfreunde.

Die S.W. Seite des Altai ist überhaupt trocken, weil die Kirgisensteppen in dieser Richtung liegen, die ihnen zugewandten Bergabhänge treten daher durch ihre dürftige Vegetation hervor. Die Trockenheit in diesem Teile des Altai ist viel schlimmer geworden, seitdem die meisten Wälder gefällt sind.

Schon in Ssalair regnet es $1^1/_2$ mal mehr als in Barnaul, noch mehr ohne Zweifel im Biiskischen Kreise, der durch seine luxuriöse Vegetation bemerkenswert ist. Hier kommen die jetzt auch in Europa so gut bekannten Stauden Paeonia etc. vor. Viele derselben wachsen in hochstämmigen, aber lichten Lärchenwäldern.

Der Altai ist so ausgedehnt und verschiedenartig, noch so wenig erforscht, besonders in klimatischer Hinsicht, daß es äußerst gewagt wäre, nach einer Station die ganze Gegend zu beurteilen. Außer den südwestlichen Vorbergen tritt noch das untere Thal der Buchtarma durch seine Trockenheit hervor. Dasselbe kann man auch über den oberen Lauf des Irtisch sagen. In der Umgegend von Ssemipalatinsk besteht kein Landbau ohne künstliche Bewässerung, er wird erfolgreich betrieben etwas nördlich von der Stadt, in der Steppe Bel-Agatsch, die höher liegt und von Wald umgeben ist.

In meiner Abhandlung über die Verteilung der Niederschläge in Rußland*) habe ich die Mittel für die Monate von Mai bis September für drei Jahrzehnte für 9 Orte Rußlands gesondert berechnet. Jetzt benutzte ich eine längere Reihe.

*) Sapiski, der allg. Geographie, Bd. VI.

Niederschlag in Millimetern, für 10jährige Perioden.

	St. Petersburg.					Lugan.					Tiflis.				Oren-burg.		Barnaul.				
	1838—47	1848—57	1858—67	1868—77	1875—84	1838—47	1848—57	1858—67	1868—77	1875—84	1840—58	1858—67	1868—71	1875—84	1848—57	1858—67	1838—47	1848—57	1858—67	1868—71	1875—84
Mai	26	41	43	54	46	51	28	38	52	53	71	84	53	72	38	35	31	22	13	23	37
Juni	26	43	40	47	47	74	38	43	54	62	79	59	63	66	41	55	57	31	18	30	50
Juli	78	41	66	64	88	38	36	28	79	54	54	48	60	60	44	34	54	40	23	46	58
August	66	44	80	82	80	28	48	29	22	47	40	45	35	35	23	39	64	39	27	42	35
September	53	36	26	58	51	16	26	18	36	34	42	44	57	57	34	31	34	21	18	14	31

Niederschlag in Millimetern für 10jährige Perioden.

	Slatouſt.					Jekaterinenburg.					Bogoslowsk.					Hüttenwerk Nertſchinsk.			
	1838—47	1848—57	1858—67	1868—77	1875—84	1838—47	1848—57	1858—67	1868—77	1875—84	1838—47	1848—57	1858—67	1868—77	1875—84	1848—67	1858—67	1868—77	1875—86
Mai	40	47	44	45	50	38	36	40	45	38	45	40	29	49	51	36	20	21	30
Juni	78	60	75	77	79	79	67	63	73	84	44	47	50	77	57	59	54	53	83
Juli	77	108	101	93	70	72	82	77	90	70	81	73	45	81	92	91	73	135	136
Auguſt	69	81	86	65	53	58	56	64	59	61	72	66	60	62	75	105	99	129	124
September	40	53	43	51	36	23	36	33	47	32	40	41	27	57	50	56	51	37	54

Von den Orten, die in der vorhergehenden Tabelle abgedruckt sind, gewährt Barnaul das größte Interesse. Dort sind die Veränderungen sehr groß, bis zu dem Grade, daß in den Jahren 1858—67 nur die Hälfte der Wassermenge der Jahre 1838—47 fiel, seitdem hat die Menge wieder zugenommen, ohne jedoch bei weitem noch die frühere zu erreichen. Ich habe noch die Mittel für zehnjährige Perioden von 1838 an Jahr für Jahr für den Juni, Juli und August in Barnaul berechnet, und gebe unten einen Auszug aus denselben, in dem die Hauptwendepunkte dieser Mittel angeführt sind.

Barnaul, Regenmenge in Millimetern.

Juni		Juli		August	
1839—48	59	1840—49	57	1838—47	64
1858—67	18	1843—52	40	1842—51	72
1860—69	24	1846—55	45	1855—64	24
1865—74	16	1858—67	23	1858—67	27
1875—84	50	1875—84	58	1861—70	21
				1875—84	35

Daraus ist zu ersehen, daß 1) im Juni und August die größte Regenmenge in der ersten Periode fiel; 2) daß in jedem von den drei Monaten eine Verminderung eintritt, die trockenste Periode entspricht annähernd den Jahren 1858—67; daß 3) sich dann die Menge wieder vergrößert, im Juli erreicht sie dieselbe Höhe im 1875—84, wie im Anfang der Periode, aber im Juni und August ist sie viel geringer. Folglich ist eine Verringerung der Niederschläge in Barnaul zweifellos. Ich weise hier auf diese Erscheinung hin. Sollte die große Abnahme der Wälder in der Umgegend nicht Ursache dieser Erscheinung sein?

An andren Orten, die oben angeführt worden sind, bemerkt man keine ähnliche Erscheinung, die Zahlen schwanken nach der einen oder anderen Seite, aber eine allgemeine Richtung ist in ihrer Veränderung nicht bemerkbar.

Diese Tabelle ist in der Hinsicht interessant, daß sie zeigt, wie ungenügend sogar eine zehnjährige Periode für die Berechnung eines genauen Mittels ist, in Lugan z. B. schwanken im Juni,

August und September die Ziffern der zehnjährigen Perioden im Verhältnis von 1:2, im Juli fast wie 1:3. Sogar zwanzigjährige Perioden weichen unter einander sehr ab z. B. in mm.:

	1838—57	1858—77
St. Petersburg, August	55	31
Lugan, Juli	37	53
Bogoslowsk, Juni	45	63

Es erübrigt noch zu bemerken, daß in den oben angeführten zehnjährigen Mitteln an allen Orten einer der Sommermonate der regenreichste ist (außer der Periode 1858—67 in Tiflis), aber es ist nicht immer derselbe Monat an einem Orte. Am größten ist die Änderung in Lugan, wo in der 1., 3. und 5. Periode der Juni, in der 2. der August, in der 4. der Juli der regenreichste Monat ist. Außerdem ist zu beachten, daß überhaupt in dem letzten Jahre die Beobachtungen eine größere Quantität Niederschläge zeigen müssen, da die Regenmesser näher am Boden aufgestellt werden, und überhaupt dieses Element sorgfältiger beobachtet wird.

Bei uns ist die Meinung verbreitet, daß an einem Regentage im Süden sich mehr Wasser niederschlägt als im Norden; um diese Ansicht zu prüfen, ist folgende Tabelle zusammengestellt. Die zweite Kolumne zeigt, wieviel Wasser im Mittel für die Monate Juni, Juli und August fällt, die dritte die mittlere Menge an einem Regentage. Die Zahlen unten, in Klammern, zeigen die Zahl der Monate, die für die Berechnung der Mittel genommen sind. Die folgenden 10 Kolumnen zeigen, wie viel an einem Regentage herabfällt, bei bestimmten Mengen im Monate und in Klammern steht wieder die Menge der Monate, die zur Berechnung der Mittel dienten.

	Regenmenge im Monat	Regenmenge per Regentag in den drei Sommermonaten bei einer Regenmenge von mm: Mittel.	0—10.	11—25.	26—45.	46—70.	71—100.	100—150.	157—235.	236—300.	399—400.	400 u. mehr.
Jekaterinenburg	75	5.6 (36)	—	2.1 (2)	3.2 (5)	4.7 (9)	5.6 (13)	7.6 (5)	8.2 (2)	—	—	—
Bogoslowsk	79	5.8 (35)	1.0 (1)	1.4 (1)	3.8 (7)	4.7 (8)	5.7 (9)	7.6 (6)	9.4 (3)	—	—	—
Kem	50	4.7 (36)	—	1.4 (7)	3.6 (8)	4.8 (14)	6.1 (5)	8.0 (2)	—	—	—	—
Petersburg	70	5.0 (36)	—	2.2 (1)	4.0 (9)	3.9 (9)	5.3 (12)	7.1 (4)	7.2 (1)	—	—	
Dorpat	75	5.9 (36)	—	3.8 (3)	3.8 (8)	4.6 (10)	5.8 (7)	8.4 (6)	10.4 (2)	—	—	
Moskau	72	5.8 (33)	—	—	3.4 (9)	5.5 (10)	5.9 (7)	8.9 (7)	—	—	—	—
Gulinki	54	5.6 (33)	—	2.5 (6)	3.9 (8)	6.1 (11)	6.9 (5)	8.3 (3)	—	—	—	—
Woronesch	57	5.7 (28)	—	3.0 (1)	4.9 (11)	4.5 (10)	7.6 (3)	9.6 (3)	—			—

	Regenmenge im Monat.	Regenmenge per Regentag in den drei Sommermonaten bei einer Regenmenge von mm:								
		Mittel.	0—10.	11—25.	26—45.	46—70.	71—100.	100—150.	157—235.	236—300.	399—400.	400 u. mehr.
Kiew	58	4.9 (36)	1.4 (2)	2.8 (3)	2.4 (10)	5.7 (8)	7.6 (9)	7.7 (4)	—	—	—	—
Kischinew	66	6.9 (27)	1.0 (1)	3.0 (5)	4.3 (3)	5.3 (7)	7.0 (5)	12.3 (4)	—	—	—	—
Odessa	49	6.7 (33)	0.7 (4)	2.7 (7)	5.3 (7)	6.9 (4)	8.9 (7)	10.5 (4)	—	—	—	—
Lugan	52	5.8 (36)	1.3 (3)	2.6 (9)	6.3 (4)	5.9 (7)	7.0 (9)	9.3 (4)	—	—	—	—
Sewastopol	36	8.1 (24)	2.3 (5)	3.9 (6)	7.9 (6)	6.3 (8)	9.3 (1)	17.7 (2)	—	—	—	—
Stawropol	88	9 (35)	2.4 (1)	4.3 (2)	4.0 (4)	6.9 (1)	9.3 (9)	9.3 (6)	15.9 (5)	18.0 (4)	29.3 (4)	28.8 (3)
Poti	191	17.0 (33)	—	5.7 (1)	5.0 (1)	6.1 (1)	8.3 (4)	13.9 (11)	22.7 (11)	—	—	—
Astrachan	15	3.7 (33)	2.9 (13)	3.7 (14)	5.1 (5)	—	—	—	—	—	—	—

	Regenmenge im Monat.	Mittel.	Regenmenge per Regentag in den drei Sommermonaten bei einer Regenmenge von mm: 0—10.	11—25.	26—45.	46—70.	71—100.	100—150.	157—235.	236—300.	399—400.	400. u. mehr.
Irgis	15	3.5 (30)	1.9 (15)	4.5 (9)	3.9 (5)	—	6.8 (1)	—	—	—	—	—
Akmollinsk	36	4.7 (24)	1.1 (1)	3.9 (9)	6.0 (5)	5.3 (6)	8.4 (2)	—	—	—	—	—
Barnaul	40	4.4 (36)	1.7 (3)	2.5 (12)	4.1 (8)	5.3 (8)	6.0 (4)	9.6 (1)	—	—	—	—
Jenisseisk	54	4.5 (33)	1.2 (1)	3.2 (2)	3.2 (8)	4.1 (16)	6.0 (4)	7.0 (2)	—	—	—	—
Hüttenwerk Nertschinsk	107	9.5 (33)	3.0 (1)	6.2 (1)	5.4 (1)	5.6 (7)	7.1 (7)	10.0 (8)	14.0 (8)	—	—	—
Peking	149	17.2 (36)	1.9 (2)	—	4.7 (3)	9.0 (2)	9.7 (8)	11.7 (5)	16.2 (5)	25.0 (5)	26.4 (4)	—

Weiter folgt eine Tabelle derselben Art, für 5 Orte in Zentral-, 3 in Südrußland und 1 in Westsibrien.

	Regenmenge im Monat	Auf einen Regentag kommen mm.:								
		Mittel	In dem regenreichsten Monate	In dem trockensten Monate	bei einer monatlichen Regenmenge von — bis —					
					0—10	10—25	25—50	50—75	75—100	100—150	mehr als 150
Moskau	65	5.6 (63)	8.4	3.7	—	3.8 (4)	3.3 (21)	4.8 (16)	5.7 (10)	8.9 (12)	—
Michailowskaja (Gouv. Tula)	79	6.7 (37)	12.2	1.4	1.4 (1)	1.6 (4)	3.7 (7)	6.9 (18)	6.7 (5)	8.2 (4)	11.3 (3)
Kischinew	64	7.1 (72)	18.1	1.0	1.7 (2)	3.0 (10)	4.5 (17)	6.7 (20)	9.1 (12)	10.9 (8)	13.7 (3)
Lugan	47	5.5 (97)	12.9	1.0	1.3 (8)	2.9 (23)	5.1 (38)	6.0 (19)	6.8 (9)	9.3 (10)	—
Orenburg	47	4.1 (58)	8.7	0.3	0.9 (3)	2.3 (15)	3.8 (23)	4.1 (7)	7.1 (16)	5.1 (3)	—
Astrachan	13	2.7 (47)	—	—	1.4 (4)	3.6 (14)	5.1 (7)	—	—	—	—
Dalmatow	55	5.6 (42)	11.3	0.7	1.3 (3)	3.1 (3)	5.0 (13)	5.7 (13)	7.0 (8)	9.3 (2)	—

Aus den beiden Tabellen folgt, daß in der südrussischen Steppe keine größere Menge Regen pr. Regentag fällt als in Zentralrußland, teilweise sogar weniger, wohl aber an der sehr regnerischen Ostküste des Schwarzen Meeres, in dem Hüttenwerke Nertschinsk und in Peking. Diese Orte will ich weiter nicht erwähnen, da sie in ganz verschiedenen Klimaten liegen. Außerdem aber ist die Menge pr. Regentag groß in Sewastopol und Stawropol, d. h. in der Nähe von Gebirgen, und die kleinste Menge pr. Regentag fällt in den Aralo-Kaspischen Steppen, von den in den Tabellen angegebenen Orten sind Astrachan und Irgis in dieser Region gelegen.

Die südwestlichen Teile des europäischen Rußland, ebenso wie Ostgalizien und die Bukowina, haben auch viel Regen pr. Regentag, mehr als irgend eine Station in anderen Teilen der russischen Ebene, so Kischinew $7._1$, mm. Lemberg $8._1$, Tarnopol $6._8$, Czernowitz $7._9$. Wir können also schließen, daß viel Regen an einem Regentage im Sommer dort fällt, wo der Sommer regenreich ist, wenig dort, wo der Sommer regenarm ist. Die Regenmenge an einem Sommermonate beträgt z. B. in Lemberg 83 mm., in Czernowitz 90, in Irgis aber nur 15, in Astrachan 13.

Es fragt sich, wie sind diese Schlüsse mit dem in Einklang zu bringen, was wir über den Charakter der Regen in Südrußland wissen, d. h. mit der Erscheinung, daß dort im Sommer Landregen selten, Platzregen relativ häufig sind,.

Eine Antwort geben folgende Zahlen. In Orenburg war ein Tagebuch von A. J. Owodow so genau geführt worden, daß man annähernd die Dauer jedes Regens bestimmen konnte. Ich nahm die zehnjährige Periode 1854—63. Unter nahe derselben Breite, aber in dem viel feuchteren Klima des westlichen Europa, in Brüssel sind schon für eine lange Zeit genaue Bestimmungen der Regendauer vorhanden.

	Brüssel *) Januar	Juli	Oktober
Mittlere Zahl der Regenstunden pr. Regentag	$6._5$	$3._1$	$4._1$
Millimeter Regen pr. Regentag	$3._{16}$	$4._{22}$	$3._{85}$
Millimeter Regen pr. Regenstunde	$0._{46}$	$1._{36}$	$0._{94}$

*) Berechnet von W. Köppen, Zeit. f. Met. Bd. V, S. 1, nach den von Quetelet in dem „Climat de la Belgique“ gegebenen Zahlen (28 Jahre umfassend).

	Orenburg. Juli	Oktober
Mittlere Zahl der Regenstunden pr. Regentag	1.5	4.8
Millimeter Regen pr. Regentag	3.49	2.38
Millimeter Regen pr. Regenstunde	2.33	0.53

Diese Tabelle giebt uns einen richtigeren Begriff über den Charakter der Niederschläge. So fällt z. B. in Brüssel im Juli in einer Stunde drei Mal so viel Regen als im Januar, aber an einem Regentage nur $1^1/_3$ mal so viel. Dieses kommt daher, daß die mittlere Dauer der Niederschläge im Januar viel größer ist — $6^1/_2$ Stunden anstatt $3^1/_2$.

Noch bemerkbarer ist dieser Unterschied in Orenburg, wiewohl ich die Wintermonate nicht berechnete. Aber im Juli fallen 2.33 mm. in der Stunde, im Oktober nur 0.53 d. h. $4^1/_2$ mal weniger. An einem Tage im Oktober aber fällt nicht viel weniger als im Juli; dieses findet deswegen statt, weil im Herbst häufiger stille, andauernde Regen vorkommen, während die Sommerregen schnell vorüberziehende Platzregen sind.

Wenn wir Orenburg mit Brüssel vergleichen, so sehen wir, daß in Brüssel im Sommer die Regen zweimal länger sind und im Juli in der Stunde weniger Regen fällt als in Orenburg. Aber dann wird der Unterschied entgegengesetzt, so daß in Brüssel die Niederschläge pr. Stunde im Januar fast ebenso groß sind wie in Orenburg im Oktober. Dieses läßt sich durch die Temperatur erklären. Der Oktober in Orenburg hat die mittlere Temperatur 2.4° und der Januar in Brüssel 2.0°, also nahezu dieselbe. Aber im Sommer, besonders im Juni und Juli, ist die Temperatur höher als in Brüssel. Aus den wenigen Daten, die wir in bezug auf diese Fragen haben, kann man folgenden Schluß ziehen: die Niederschläge sind in den Steppen im Sommer ergiebiger als im nördlichen Rußland und unter derselben Breite in Westeuropa, d. h. in dem Sinne, daß in der Stunde mehr Regen fällt. Was aber die Menge des Regens an einem Tage betrifft, so ist sie am größten im Südwesten, in der karpathischen Zone und vermindert sich nach Osten hin: in den Steppen Südrußlands ist sie kleiner, noch kleiner an den Ufern des Kaspischen Meeres.

Dort ist sie viel geringer als im nördlichen Rußland, was davon abhängt, daß die Regengüsse sehr wenig ausdauernd sind.

Wenn man die Regenmengen an einem Regentage in mehr oder weniger regnerischen Monaten vergleicht, so zeigt es sich, daß in Südrußland in sehr trockenen Sommermonaten an einem Regentage soviel Regen fällt, wie in Astrachan in ebensolchen trockenen Monaten, und aus der Tabelle ersieht man, daß, wenn am letzten Orte das allgemeine Mittel nicht hoch ist, dies daher rührt, weil es keinen Sommermonat gegeben hat, während dessen mehr als 50 mm gefallen wäre. Besonders nahe liegen die Zahlen für Astrachan und Lugan in der zweiten Tabelle, wenn man Monate mit gleichen Regenmengen vergleicht.

Vergleicht man in derselben Weise den Norden Rußlands mit dem Süden, so ist es nicht schwer zu bemerken, daß bei derselben monatlichen Menge, an einen Regentage im Norden es eher weniger regnet als im Süden. Wenn aber z. B. die uralischen Stationen im allgemeinen Mittel eine ebensolche Menge geben wie Lugan und mehr als Astrachan, so ist es deswegen, weil dort der Sommer regnerischer ist.

Bemerkenswert ist die Ähnlichkeit der Zahlen der 2 uralischen Stationen mit denjenigen von Kem am Weißen Meere. In vielen anderen bemerkt man einige Unregelmäßigkeiten, aber dieses mußte man auch bei der Kürze der Zeit erwarten. In der zweiten Tabelle sind die Zahlen regelmäßiger, da die hier angenommene Zeit länger ist.

Ich füge noch hinzu, daß infolge des Unterschiedes in der Berechnung der Regentage eine Differenz entsteht, so daß bei den gewissenhaftesten Beobachtern die geringste Menge an einem Regentage sich zeigt, und dieses deswegen, weil sie mehr Regentage anmerken.

Aus allem diesen kann man den Schluß ziehen, daß im europäischen Rußland, mit Ausnahme der Aralo-Kaspischen Steppe, die Regenmenge an einem Regentage im Sommer nicht sehr verschieden ist, aber daß sie im Norden gewöhnlich während einiger Stunden fällt, im Süden in Form kürzerer Platzregen.

Weiter folgt eine Tabelle, welche die mittleren größten Regenmengen an einem Monatstage für die 5 wärmeren Monate

und das Jahr giebt, dann ferner: die mittlere Zahl der Tage mit über 30, 50 und 100 mm Regen an einem Tage, in denselben Monaten und im Jahre.

Aus der Tabelle ist zu ersehen, daß schon Regen von 30 bis 50 mm an einem Tage selten sind, noch mehr aber solche über 50 mm und daß von allen Stationen des europäischen Rußland, deren Zahlen hier angegeben sind, nur Jelissawetgrad und Stawropol je einmal einen Regen von über 100 mm an einem Tage hatten. Selbst in dem regenreichen westlichen Transkaukasien werden solche Regentage nicht jedes Jahr beobachtet.

Daraus ist zu ersehen, ein wie seltenes Ereignis der Regen am 12. Juli 1882 in Michailowskaja in dem südlichen Teile des Gouv. Tula war, wo in einigen Stunden 145 mm fielen. Eine Übersicht über diese Verhältnisse zu geben, ist die letzte Kolumne (absolutes Maximum) bestimmt, obgleich die benutzten Beobachtungen zu kurz sind, bei den meisten Stationen 15 Jahre (1870—84), um die an einem Orte möglichen größten täglichen Regenmengen zu zeigen. Aus den anderen Kolumnen ist schon eine bessere Übersicht möglich, denn die Mittel von 15 Jahren werden sich wohl nicht so sehr von langjährigen entfernen. Aus ihr ist zu ersehen, daß die mittlere größte Menge an einem Tage des Jahres in Südrußland nicht größer ist als in Zentralrußland, daß sich ersteres also nicht durch sehr ergiebige Regen an einem Tage auszeichnet. Es ist leicht zu sehen, daß in Südrußland die Jahreszahl viel größer, fast doppelt so groß ist als die größten Mónatszahlen. Dieses zeigt, daß der Tag des ergiebigsten Regens nicht in demselben Monate vorkommt und oft unter ihnen wechselt. Am nächsten sind die Zahlen in Wladikawkas am oberen Terek, wo die größten Zahlen fast immer auf den Juni fallen.

Der Norden von Rußland (Archangelsk, Kem) hat kleinere Zahlen als irgend eine andere Region, außer der Kirgisensteppe (Irgis, Akmollinsk).

Nahezu überall im europäischen Rußland und in Westsibirien sind alle ergiebigen Regen in den fünf wärmeren Monaten beobachtet worden. Die einzigen bedeutenden Ausnahmen sind in der Krim zu finden, wo auch die größte Menge des Regens im Herbst fällt.

	Mittlere Zahl der Tage mit einem Niederschlage von über 30 mm.						üb. 50 mm.	üb. 100 mm.
	Mai.	Juni.	Juli.	August.	Sept.	Jahr.	Jahr.	Jahr.
Archangelsk	—	0.07	0.21	0.07	—	0.36	0.07	--
Kem	—	0.13	—	—	0.07	0.20	—	--
St. Petersburg	—	—	0.07	0.27	0.07	0.40	0.07	-—
Dorpat	—	0.20	0.27	0.20	—	0.67	0.33	---
Warschau	—	0.53	0.13	0.47	0.13	1.40	0.13	
Moskau	—	0.20	0.13	0.33	0.13	0.80	--	
Gulynki	0.07	0.14	0.29	0.14	0.07	0.86	0.29	
Kasan	—	0.06	—	0.23	—	0.31	—	-
Kiew	0.13	0.20	0.20	0.13	0.20	1.13	0.20	-
Jelissawetgrad	0.18	0.06	0.15	0.09	0.18	1.00	0.09	0.09
Kischinew.	—	0.56	0.22	0.22	0.56	1.67	0.22	-
Odessa	0.27	0.13	0.60	0.13	0.13	1.80	0.20	—
Nikolajew	0.07	0.07	0.07	0.20	—	0.60	0.13	--
Lugan	0.20	0.20	0.27	0.20	0.07	1.00	0.07	-—

	Mittlere Zahl der Tage mit einem Niederschlage von über 30 mm.						üb. 50 mm.	üb. 100 mm.
	Mai.	Juni.	Juli.	August.	Sept.	Jahr.	Jahr.	Jahr.
Leuchtturm von Tarchankut	0.09	—	—	0.09	0.09	0.27	—	—
Sfewastopol	—	0.33	0.42	0.17	0.08	1.17	0.08	0.08
Stawropol	0.27	0.73	0.60	0.40	0.20	2.87	0.93	—
Wladikawkas	0.61	1.46	0.46	0.39	0.31	3.46	0.54	—
Dachowsky-Passad	1.08	1.00	1.43	1.92	2.33	19.62	7.58	1.17
Poti	0.07	1.50	1.21	2.00	1.71	10.14	4.00	0.57
Tiflis	0.13	0.40	0.27	0.07	0.20	1.38	0.40	0.07
Baku	0.13	—	—	—	—	0.60	0.13	0.07
Astrachan	0.07	0.14	—	0.07	—	0.43	0.14	—
Irgis	—	—	—	—	—	—	—	—
Slatouft	0.07	0.07	0.20	0.20	—	0.53	0.07	—
Jekaterinenburg	—	—	0.40	—	—	0.40	—	—
Bogoslowsk	0.13	0.13	0.33	—	—	0.60	0.13	—

	Mittlere Zahl der Tage mit einem Niederschlage von über 30 mm.						üb. 50 mm.	üb. 100 mm.
	Mai.	Juni.	Juli.	August.	Sept.	Jahr.	Jahr.	Jahr.
Dolmatow	0.07	0.07	0.07	—	—	0.21	—	—
Akmollinsk	—	—	0.09	—	—	0.09	—	—
Barnaul	—	0.13	0.07	0.07	—	0.27	0.07	—
Jenisseisk	—	0.07	0.21	0.07	—	0.36	—	—
Irkutsk	—	0.20	0.10	0.20	0.20	0.70	0.10	—
Nertschinsk (Hüttenwerk)	—	0.23	0.31	1.62	0.15	2.77	0.62	—
Peking	0.07	0.71	2.21	1.50	0.86	5.78	2.79	0.86
Wladiwostok	0.22	0.11	0.33	0.77	0.22	2.00	0.55	—

	Mittlere größte Menge an einem Tage in mm.						Absolutes Maximum.
	Mai.	Juni.	Juli.	August.	September.	Jahr.	
Archangelsk	8	11	18	15	10	24	60
Kem	12	15	17	13	12	25	36
St. Petersburg	13	15	20	24	15	30	61
Dorpat	12	22	27	20	13	39	77
Warschau	14	27	17	24	21	38	54
Moskau	14	18	21	23	17	32	43
Gulynki	12	15	22	23	19	40	67
Kasan	15	16	20	20	14	28	45
Kiew	16	22	18	19	18	36	67
Jelissawetgrad	28	20	27	19	19	46	122
Kischinew	16	27	24	20	21	44	60
Odessa	17	22	23	15	17	38	61
Nikolajew	13	17	15	16	14	30	59
Lugan	19	22	24	15	15	42	63

	Mittlere größte Menge an einem Tage in mm.						Absolutes
	Mai.	Juni.	Juli.	Auguſt.	September.	Jahr.	Maximum.
Margaritowka	17	23	31	25	14	44	83
Leuchtturm von Tarchankut	10	13	10	10	15	26	43
Sſewaſtopol	8	21	24	15	14	44	118
Stawropol	23	34	31	25	25	56	107
Wladikawkas	30	40	28	24	27	45	62
Dachowsky-Poſſad	46	35	66	72	80	123	185
Poti	17	65	43	69	52	106	167
Tiflis	19	25	23	13	22	46	130
Baku	11	5	14	5	11	32	102
Aſtrachan	11	12	9	10	8	28	56
Irgis	8	8	7	5	5	16	25
Slatouſt	12	17	21	16	11	29	50
Jekaterinenburg	14	16	25	17	11	29	44
Bogoslowsk	16	18	26	19	15	33	61

	Mittlere größte Menge an einem Tage in mm.						Absolutes Maximum.
	Mai.	Juni.	Juli	August.	September.	Jahr.	
Dolmatow	—	—	—	—	—	—	36
Akmollinsk	6	11	13	13	9	20	35
Barnaul	11	12	15	18	10	28	54
Jenisseisk	10	14	19	17	13	26	40
Irkutsk.	8	21	19	23	16	36	66
Nertschinsk (Hüttenwerk)	12	20	41	40	17	50	82
Peking	15	43	86	85	32	125	225
Wladiwostok	14	14	23	38	22	51	80

Es findet sich oft in den meteorologischen, wie in phänologischen und landwirtschaftlichen Schriften die Meinung, daß selbst ergiebige Regen der Vegetation nicht nützen, wenn sie durch viele Tage ohne Regen getrennt sind. In dieser Frage muß präzisiert werden: welchen Pflanzen und unter welchen Umständen? Es sind eine ganze Reihenfolge, welche sich verschieden verhalten. Einen schönen Rasen, aus dichten, niedrigen Gramineen, wie er in einen englischen Park gehört, kann man natürlich nicht erhalten, auch bei ergiebigen, aber durch Zwischenräume von 8—10 Tagen getrennten Regen (außer bei häufiger Berieselung und auch dann nicht immer, namentlich nicht, wenn der Garten keinen Schatten hat). Die Ursache ist die, daß die Wurzeln sich so verfilzen, daß sie dem Wasser nicht erlauben, in den Boden tief einzudringen, es muß also die Bodenoberfläche beständig feucht erhalten werden, also auch starke Regen nützen wenig, wenn sie nicht häufig sind. Unsere Brodpflanzen, welche auf nicht tief gepflügtem Boden kultiviert werden, brauchen auch häufige Regen während der Vegetationszeit, wenn auch weniger als ein englischer Rasen, denn bei der geringen Tiefe des aufgelockerten Bodens hält dieser ziemlich wenig Wasser, unter der aufgelockerten Schicht bildet sich eine, das Wasser schwer durchlassende Sohle und nach starkem Regen läuft das Wasser schnell ab, wenn eine Abdachung vorhanden ist, oder stagniert, wenn keine da ist. Bei tief gepflügtem Boden wird nach Regen mehr Wasser zurück gehalten ohne Stagnation, die Wurzeln können tiefer gehen und aus beiden Ursachen können Pflanzen unter solchen Verhältnissen eine lange Dürre ertragen, ohne zu welken, wenn nur Regen oder Schneeschmelze genügend Wasser liefern. Bei tiefer Bearbeitung brauchen Pflanzen mehr Wasser zu ihrer Lebensthätigkeit, denn es wird dadurch eine üppigere Vegetation ermöglicht, aber die Benetzung kann in längeren Zwischenräumen vor sich gehen. Die tiefer wurzelnden Leguminosen, namentlich Luzerne und Esparsette können auch eine verhältnismäßig lange Dürre ertragen, wenn der Boden früher reichlich befeuchtet war, und an thonigen oder humosen Bestandteilen genügend reich ist. Es ist eine häufige Erfahrung in den Steppen Zentral- und Südrußlands, daß, wenn Mai und Juni heiß und regenwarm sind, die natürlichen Wiesen, aus Gramineen und anderen meist seicht wurzelnden Pflanzen bestehend,

sehr wenig Gras geben, während die künstlichen Wiesen (Luzerne ꝛc.) viel weniger leiden.

Noch weniger wähleriſch iſt der Wald, oder überhaupt tief wurzelnde Bäume, gegen die Zeit, in welcher Niederſchläge fallen, und noch länger können Bäume langer Dürre in der heißeſten Jahreszeit widerſtehen. Es iſt mir oft vorgekommen, zu ſehen, daß ſelbſt Bäume. deren Wurzeln nicht tief gehen, wie Pappeln und Birken, und zwar nicht in geſchloſſenen Beſtänden ſtehende, noch ganz friſch ausſehen bei einer Dürre, welche Felder und Wieſen erheblich ſchädigte.

Beſonders lebhaft iſt mir folgender Fall in der Erinnerung geblieben. An der unteren Wolga, etwa vom 55 ° N. Br. ſüdwärts, war 1880 eine Dürre, welche einen faſt totalen Mißwachs des Winterroggens erzeugte, jedenfalls die ſchlechteſte Ernte in 30 Jahren. Im Juni und Juli dieſes Jahres war ich in Syſran an der Wolga (53 ° N. Br.), wo in einem Umkreis von 25 Kilometer kein Wald iſt; lange nachdem ſchon jede Hoffnung auf eine Roggenernte durch Hitze und Dürre verdorben war, hielten ſich noch die Bäume, ſelbſt Pappeln, friſch und erſt Mitte Juli fingen einige an, gelbe Blätter zu bekommen.

Einen Beweis, daß Lignoſen ohne Sommerregen gut fortkommen, bieten die ohne künſtliche Bewäſſerung kultivierten Bäume in Südeuropa, wo im Sommer oft Monate lang kein Tropfen Regen fällt, und doch ſelbſt der Weinſtock reichlich Frucht trägt, wozu natürlich viel Waſſer nötig iſt. An der Südküſte der Krim z. B. achten die Winzer gar nicht auf Sommerregen, er hat keinen Einfluß auf die Vermehrung der Ernte, denn er netzt den Boden zu oberflächlich. Ganz anders die Regen im Spätherbſt und Winter, welche ergiebig genug ſind, um den Boden einen Meter tief zu durchnäſſen, und einen Vorrat für den ganzen nächſten Sommer zu liefern.

Nicht allein Winzer, ſondern alle, welche ſich mit Acker- und Gartenbau beſchäftigen, wiſſen ſehr wohl, daß häufige, aber ſchwache Regen wenig oder gar nichts nützen, und daß es beſſer iſt, wenn im Monate zwei Regentage in 15 Tagen Abſtand je 20 mm Regen geben, als wenn dieſelbe Menge in 14 Tagen zu je 3 mm per Regentag fällt, denn in erſterem Falle wird der Boden auf eine größere Tiefe benetzt, in

letzterem aber bleibt, wenn schon früher Trockenheit herrschte, das Regenwasser fast ganz in der obersten Bodenschicht.

Dieser Erfahrung entgegen wird leider zu oft in meteorologischen Abhandlungen auf die Häufigkeit der Regen, als die Hauptsache für die Vegetation hingewiesen, und auf den geringen Nutzen starker, aber seltener Regen. In letzterem, abgesehen von Pflanzen mit sehr oberflächlichen Wurzeln und einer sehr oberflächlichen Bodenkultur, finde ich nur zwei, teilweise richtige Motive: 1) seltene Regen sind gewöhnlich, aber nicht immer, wenigstens unter niedrigen Breiten und auch unter mittleren, im Sommer ziemlich lokal verbreitet (sog. Strichregen), so daß ganz nahe an einem Ort, welcher starken Regen erhielt, ein anderer ganz ohne Regen bleiben kann; 2) solche Regen sind heftig, sog. Platzregen, welche, namentlich bei starkem Winde, den Pflanzen mechanisch schaden können: ist der Boden sehr thonreich, so kann auch die Oberfläche desselben durch die schweren Regentropfen für Wasser undurchdringlich werden; jedoch bei gut kultiviertem und durch Dünger und Kultur von Leguminosen an Humus bereichertem Boden ist dies viel weniger der Fall.

Bei dieser Gelegenheit will ich einige Berechnungen über die mittlere Zahl der auf einander folgenden Regentage und Tage ohne Regen in Wladimir (19 Jahre, 1832—50), Charkow*) (16 Jahre, 1838—1853), Ssamara**) (11 Jahre, nur für die Tage ohne Regen) und Orange in Süd-Frankreich***) (25 Jahre) mitteilen.

In der folgenden Tabelle bedeutet a die mittlere Dauer des Zwischenraumes zwischen zwei Regen, in Tagen, b die mittlere Dauer der auf einander folgenden Regentage.

*) Wesselowski „Klima Rußlands".

**) Neue Mediko-topographische Sammlung, Seite 758 (russ.).

***) Gasparin. Cours d'agriculture. Bd. II.

	Wladimir.		Charkow.		Ssamara.		Orange.	
	a	b	a	b	a	b	a	b
April	4.5	2.1	3.5	2.0	5.4	—	3.0	2.0
Mai	4.6	1.8	3.0	2.2	4.2	—	3.4	1.8
Juni	2.8	2.3	2.5	2.0	3.5	—	4.9	1.6
Juli	3.0	1.8	3.9	2.0	3.4	—	5.2	1.3
August	4.1	1.9	4.1	2.1	4.2	—	5.8	1.2
September	4.6	1.5	4.6	2.0	4.7	—	4.4	1.7
Oktober	4.0	1.8	3.8	1.8	-	—	3.6	1.9

Aus dieser Tabelle ist zu ersehen, daß in Charkow und Ssamara, welche schon in der süd- resp. ostrussischen Steppe liegen, die mittlere Dauer der Tage ohne Regen keineswegs lang ist, namentlich nicht am Anfang und in der Mitte des Sommers; bedeutend länger aber im April und September, namentlich im ersteren dieser Monate in Ssamara; viel länger ist die Dauer der Dürreperioden in Orange, welches schon nahe der Grenze der subtropischen Zone Süd-Europas liegt. An letzterem Orte ist eine regelmäßige Zunahme der Dauer der Dürreperioden vom April bis Juli und eine noch raschere Abnahme dieser Dauer vom August bis Oktober zu bemerken. Charkow und Ssamara haben also viel häufigere Regen als Orange und wenn hier die Pflanzen schon mehr an Dürre zu leiden haben als im nördlichen Zentral-Rußland, so ist es nicht, weil die Regen zu selten sind, sondern weil die Luftfeuchtigkeit geringer, die Insolation stärker, die Lufttemperatur höher ist und namentlich, weil der Schutz vor starken austrocknenden Winden fehlt, welchen ausgedehnte Wälder gewähren; freilich ganz waldlos sind die Umgebungen Charkows und Ssamaras nicht, aber es fehlen Wälder grade dort, wo sie am nützlichsten wären, d. h. gegen S. und E.

Auf einigen russischen Stationen ist die Regenmenge zweimal am Tage gemessen worden, nämlich um 8 a. m. und 8 p. m. Die zweite dieser Messungen giebt also die Menge, welche am Tage, die erste diejenige, die in der Nacht gefallen ist. Es folgt eine Tabelle, in welcher die am Tage gefallene Regenmenge in % der ganzen Regenmenge für 8 Jahre (1861—1868) angegeben ist.

	April.	Mai.	Juni.	Juli.	Aug.	Sept.	Okt.
Petersburg	51	56	52	57	66	51	51
Bogoslowsk	55	40	57	62	49	50	52
Jekaterinenburg	33	56	73	66	55	44	42
Slatouſt	48	58	65	62	56	60	59
Barnaul	55	43	37	49	61	45	42
Lugan	47	51	75	70	52	40	57

Dieſe Zahlen geben uns einen gewiſſen Einblick in das Vorwalten der Gewitterregen, beſonders groß iſt der Prozentſatz der Regen am Tage im Juni in Jekaterinenburg und Lugan. Aber es iſt auch genügend bekannt, daß gerade in Südrußland und am Oſtfuße des Ural die Gewitterregen im Sommer beſonders vorwalten.

Über die Gewitter ſelbſt will ich mich in keine Einzelnheiten einlaſſen und nur bemerken, daß im europäiſchen Rußland und Weſtſibirien diejenigen der Sommermonate ganz entſchieden vorwalten, meiſtens über 80 Prozent der ganzen Menge, daß ſie im großen und ganzen im Juni häufiger als im Auguſt, im Mai häufiger als im September ſind (im Süden fangen ſie früher an und der Mai hat ſchon eine viel größere Zahl Gewitter als im Norden), daß ſie hauptſächlich in den Stunden 3—6 p. m. losbrechen und daß die Richtung, aus welcher ſie am häufigſten kommen, S.W. iſt. In Weſtſibirien iſt das Vorwalten der Sommergewitter noch größer als im europäiſchen Rußland. Am Oſtfuße des Ural kommen ſie relativ häufig aus N.E.*)

*) Das Beſte, was bis jetzt über Gewitter in Rußland geſchrieben iſt, iſt das Buch von Klaſſowsky „Die Gewitter in Rußland“ (ruſſ.). Soeben iſt eine neue Abhandlung von ihm erſchienen „Der Urſprung der Gewitter in Südrußland“. Odeſſa, 1886 (ruſſ.).

Kapitel 30.

Die Flüsse und Landseen Rußlands.

Im Kap. 3 ist schon erwähnt worden, daß die Flüsse im europäischen Rußland sich von denen Zentral- und Westeuropas unterscheiden durch die große und regelmäßige Höhe des Wassers im Frühling, nach der Schneeschmelze. Wir wissen sehr wohl, daß es auch in Zentraleuropa an Überschwemmungen nicht fehlt, aber sie sind nicht an eine bestimmte Jahreszeit gebunden, weshalb auch die mittlere Wasserhöhe einer bestimmten Periode durch sie nicht stark beeinflußt wird. Anders verhalten sich die von der Schneeschmelze herrührenden Hochwasser der russischen Flüsse, welche in allen Jahren zu derselben Zeit wiederkehren.

Je größer der Fluß, desto regelmäßiger ist dieser Charakter. Kleine Flüsse haben zuweilen eine höheres Wasser als im Frühling nach starken Regen, welche in einem kleinen Umkreis gefallen sind, in großen aber gleichen sich die lokalen Hochwasser aus und es bleibt nur das große Hochwasser des Frühlings bestehen. Die Wolga ist daher der typische Fluß Rußlands. Das Hochwasser hängt auch von der Länge der Zeit, in welcher Schnee den Boden bedeckt, und von der Höhe des sich am Anfange der Schneeschmelze ansammelnden Schnees ab, weshalb es gegen Süden und Westen weniger regelmäßig und kleiner wird. Das ist leicht durch den Vergleich der Wolga einerseits mit dem Don, Dnjepr und der Donau, andererseits mit der Düna, Weichsel, Elbe und dem Rheine zu sehen (graphische Tabelle XXII). Letzterer hat kein Frühlings-

hochwasser mehr, sondern in seinem unteren Teile etwas höheres Wasser im Winter, weil dann der Niederschlag bedeutend größer ist als die Verdunstung.

Von den Flüssen haben einige ein anderes Regime, aber nicht als Wirkung des Klimas. Dies sind die Flüsse, welche großen Seen entstammen, wie die Newa. Die Seen regulieren die Wasserhöhe so, daß die Wasserhöhe nur eine unbedeutende jährliche Periode hat.

Die jährliche Periode der Wasserhöhe des Glommen in Norwegen steht unter dem Einflusse der Schneeschmelze in den unteren Thälern (Typus D) und der Schmelze des Schnees und der Gletscher im Gebirge (Typus B). Daher finden wir ein weit in den Sommer verlängertes Hochwasser.

Das Hochwasser der russischen Flüsse ist seiner Höhe und Regelmäßigkeit wegen eine großartige Erscheinung und von der anhaltendsten Wirkung auf das Volksleben. Außer seinem Einflusse auf die Schiffahrt führt es dazu, daß Rußland von allen Ländern Europas am wenigsten an Überschwemmungen leidet, denn meistens werden die Orte, wohin das Wasser gelangt, nicht bewohnt, außerdem ist es wichtig, daß an großen Flüssen nur zu einer bestimmten Jahreszeit Gefahr ist, dieselbe also leichter vorhergesehen wird, ihr mithin leichter zu entkommen ist.

Erst seit 1876 und 1877 werden an vielen Flüssen Rußlands regelmäßige Beobachtungen über Wasserhöhe angestellt. Die Resultate der ersten 4 Jahre sind vom Ministerium der Wegebauten veröffentlicht worden.

Über die großen Flüsse Sibiriens haben wir einstweilen noch keine solchen Beobachtungen. Es ist aber bekannt, daß Ob, Jenissei und Lena auch zu dem Typus D. gehören, d. h. ein Hochwasser im Frühling und Anfang des Sommers, von der Schneeschmelze herrührend, haben. Jedoch erhalten sie auch Zuflüsse aus Gebirgen. Wegen der Stromrichtung von S.—N. ist das Hochwasser in den unteren Teilen der Flüsse, namentlich des Jenissei, enorm hoch, denn die Schneeschmelze fängt im Süden früher an, und wenn das Wasser von oben ankommt, wird es durch die örtliche Schneeschmelze verstärkt.

Jenseits des Baikal giebt es kein regelmäßiges Hochwasser im Frühling mehr, denn es fällt zu wenig Schnee. Im Sommer steigen aber die Flüsse oft nach anhaltenden Regen. Dies ist besonders im Flußgebiet des Amur der Fall (s. Kap. 34).

Die Aralo-Kaspi-Niederung hat keine beständigen Flüsse, fließendes Wasser existiert nur eine kurze Zeit nach der Schneeschmelze oder nach stärkeren Regen. Große Flüsse finden sich nur dort, wo sie hohen, schneebedeckten Gebirgen entströmen (Amu- und Syr-Darja). Selbst die Wolga hat in ihrem unteren Laufe keine Zuflüsse und verliert Wasser durch Verdunstung.

Beobachtungen über die durchfließende Wassermenge sind an sehr wenigen Flüssen Rußlands gemacht. So z. B. wurden einige an der Moskwa in Moskau gemacht von 1879—81. Die gewöhnliche Menge ist 29 m^3 per Sekunde,*) aber nach der Schneeschmelze gaben die Tage, wo die Wassermenge am größten war, in den Jahren:

1879	2822	m^3S
1880	883	„
1881	1363	„

Also selbst im Jahre 1880, wo das Hochwasser nicht bedeutend war, betrug die Wassermenge fast 30 mal so viel als gewöhnlich, im Jahre 1879 fast 100 mal so viel.

Im Jahre 1880 wurde die durchfließende Menge häufig gemessen.

Während der Tage des Hochwassers vom 16. April bis 10. Mai	93 250 000 m^3
Während der anderen Tage	85 390 000
Jahressumme	178 640 000 m^3

Also fließt während der kurzen Zeit des Hochwassers, welches noch nicht einen Monat währt, mehr als die Hälfte des Wassers durch.

Ich habe versucht, den Anteil des durch den Fluß abfließenden Wassers zu demjenigen, welches auf das Flußgebiet als

*) m^3 Kubikmeter. m^3S desgl. pr. Sekunde.

Schnee und Regen fällt, zu bestimmen. Leider waren nur Beobachtungen in Moskau vorhanden. Die Fröste begannen früh im Jahre 1879, so daß die Menge des Wassers, welches von November 1879 bis inklusive April 1880 fiel, zu dem Hochwasser des Flusses im Jahre 1880 beitragen mußte. Es fiel während dieser 6 Monate 155 mm Wasser. Das Flußgebiet oberhalb Moskau ist nahe an 8000 km², so daß es in dieser Zeit etwa 124 Millionen m³ Wasser hauptsächlich als Schnee erhielt. Ich nehme an, daß etwa $19._4$ m³ per Sekunde dem Quellwasser entstammt, also in den 25 Tagen des Hochwassers 4183000 m³ Quellwasser d. h. es bleiben 89 Millionen m³ als Resultat des von November bis April gefallenen Wassers, also 72% der ganzen Menge. Dies ist also mehr als das Doppelte des Prozentsatzes, welcher gewöhnlich für Zentraleuropa angenommen wird (33%), fast das Dreifache von dem, welchen Humphreys und Abbot*) für den unteren Mississippi fanden (25%), und fast das Fünffache von dem, welchen sie für den Arkansas und Missouri fanden (15%). In den Flüssen Zentraleuropas wie im Gebiete des Mississippi erhalten die Flüsse fast ausschließliche Regenwasser, sehr wenig Schneewasser.

In den 6 Monaten vom Mai bis Oktober fallen in Moskau 341 mm Wasser, fast ausschließlich Regen. Dies würde auf dem ganzen Flußgebiete 272|800000 m³ ergeben.

Ich nehme während 180 Tagen eine Abflußmenge an, wie sie dem Niederwasser entspricht, also: 52380000 m³;
dazu $^1/_{10}$ als Produkt der kleineren Hochwasser im Sommer und Herbst 5238000
im Ganzen 58616000 m³.

Also nur 20 % der während derselben Zeit auf dem Gebiete gefallenen Menge des Niederschlages. Die Moskwa nimmt also in den wärmeren Monaten eine mittlere Stellung zwischen dem unteren Mississippi und dem Arkansas ein.

*) Physics and hydraulics of Mississippi river. Philadelphia 1861.

Der enorme Unterschied, welcher in dieser Hinsicht zwischen den wärmeren und kälteren Monaten gefunden ist (in den ersten durchfließende Wassermenge: 20%, in den letzten: 72% des gefallenen Niederschlages), hängt von folgenden Umständen ab: 1. im Sommer verdunsten der Boden, die Gewässer und namentlich die Pflanzen viel Wasser; 2. im Winter ist die Verdunstung höchst gering, und nach der Schneeschmelze erreicht der größere Teil des Schmelzwassers die Flüsse, weil der Boden gefroren und also undurchlässig für Wasser ist.

Im Jahresmittel wird ungefähr 40% der gefallenen Wassermenge durch die Moskwa fließen. Wenn wir für das Flußgebiet dieselbe Menge Niederschlag annehmen, welche die Beobachtungen in Moskau ergeben, also 50 cm, so würden 23 cm des auf dem ganzen Gebiete gefallenen Wassers durch die Moskwa fließen.

Einige Beobachtungen sind an der Wolga gemacht worden, an der Alexanderbrücke oberhalb Sysran, d. h. dort, wo die Wolga schon alle ihre bedeutenden Zuflüsse erhalten hat, und weiterhin mehr Wasser verdunstet, als erhält. Der O Punkt ist ungefähr die kleinste Wasserhöhe, welche beobachtet wurde. Bei einer Höhe von 2 Saschen (4.$_3$ m) über O beginnt das Hochwasser, der Fluß überschwemmt ausgedehnte Wiesen an seinem linken Ufer, und der Querschnitt wird dadurch sehr vergrößert. Zu der folgenden Tabelle bedeutet m^3 S Kubikmeter per Sekunde.*)

*) Ich verdanke diese Zahlen Herrn N. W. Jogel, dem früherem Chef des VI. Bezirkes des Ministeriums der Wegebauten, welches das Gebiet der mittleren und unteren Wolga einschließt.

Jahr.	Wassermenge am Tage des höchsten Wassers. m^3S	Mittlere Wassermenge bei Niederwasser. m^3S	Zahl der Tage mit Niederwasser.	Mittlere Wassermenge im Jahre. m^3S	Höchstes Wasser über 0		Ganze Wassermenge in Millionen m^3		
					m	Tag	Hochwasser.	Niederwasser.	Jahr
1877	32897	7752	285	11047	$12._4$	6. Juni	157433	190833	348316
1878	28666	6735	280	10174	$11._4$	9. Mai	158025	162918	320943
1879	37635	6909	312	9535	$13._2$	21. Mai	114516	186272	300788
1880	27711	6638	310	8799	$9._6$	5. Juni	100476	178201	278677
Mittel.	31728	7008	296	9889	$11._6$	26. Mai.	132612	179568	312180

Das Flußgebiet der Wolga ist sehr groß, so daß von den entfernteren Teilen desselben das Wasser einen Monat oder mehr braucht, um zur Alexanderbrücke zu gelangen. Dann ist auch das Klima verschieden, und in den Gebieten der Ssura und Oka fängt die Schneeschmelze viel früher an als an den linken Zuflüssen der Wolga und namentlich am Westfuße des Uralgebirges. So dauert das Hochwasser denn volle 2 Monate, und während dieser Zeit passiert hier etwa $^2/_5$ der jährlichen Wassermenge. Im ganzen Jahre ist die Menge 312 km³ (Kubikkilometer), also im Tagesmittel etwa 1 km³, am Tage, wo das Wasser am höchsten stand, aber 3 km³.

Nach den oben gegebenen Zahlen ist es sicher, daß die Wolga auch nach der Abflußmenge der erste Fluß Europas ist, sogar der Mississippi hat nicht die doppelte Wassermenge, denn es befördert der Mississippi 17440 m³S, die Wolga 9889 m³S, obgleich das Flußgebiet des Mississippi dreifach so groß ist als dasjenige der Wolga.

Die Wolga bei der Alexanderbrücke hat eine Abflußmenge, welche im Mittel einer Wasserhöhe von 24 cm über dem ganzen Gebiete entspricht. Wird die mittlere Höhe des Niederschlages des Wolgagebietes zu 50 cm angenommen, was sehr wahrscheinlich ist, so fließt durch die Wolga 48 % davon ab, also ein bedeutend größerer Prozentsatz als die Moskwa ergab.

Bei einem Vergleiche des Klimas der beiden Gebiete ist leicht zu sehen, daß dasjenige des Wolgagebietes kälter ist, da der Fluß den größeren Teil seines Wassers von Norden erhält. Namentlich ist das Klima im Gebiete der Kama rauh, teilweise liegt an den Abhängen des Ural der Schnee 7—8 Monate. Unter solchen Verhältnissen muß ein relativ großer Prozentsatz abfließen, wegen der Dauer der kalten Zeit.

Ich will noch versuchen, mit Hülfe der Zahlen, welche wir für die Abflußmenge der Wolga besitzen, die wirkliche Verdunstung des Kaspi zu berechnen.

Dazu sind vorerst zwei Hypothesen nötig: 1. daß die Wolga $^3/_4$ des Wassers liefert, welches der Kaspi von allen seinen Zuflüssen erhält, 2. daß dessen Niveau von 1877—1880 sich nicht geändert hat. Beide Voraussetzungen sind höchst wahrscheinlich. Da die Oberfläche des Kaspi etwa $^1/_8$ derjenigen des Wolga-

gebietes oberhalb der Alexanderbrücke ist, so würde das von der Wolga gebrachte Wasser das Niveau des Kaspi jährlich um 72 cm erhöhen, wenn die Verdunstung nicht da wäre. Jedoch fängt dieselbe schon vor dem Kaspi an und ist bedeutend im Wolgadelta, wo der Fluß während des Hochwassers eine sehr große Oberfläche überschwemmt. Herr Jogel nimmt an, daß diese so viel beträgt, daß sie das Niveau des Kaspi nur $4_{,8}$ cm erniedrigen würde, es bleiben also etwa 67 cm, umwieviel der Kaspi durch den Zufluß der Wolga steigen müßte, wenn keine Verdunstung einträte. $^1/_3$ dieser Menge als Anteil der anderen Flüsse und 20 cm als Höhe des Niederschlages im Jahre angenommen, erhalten wir im ganzen 67+22+20=109 cm oder 1 Meter 9 Centimeter, welche die jährliche Verdunstung des Kaspi betragen muß, damit sein Niveau nicht steigt. In runden Zahlen beträgt also die jährliche wirkliche Verdunstung des Kaspi etwas über 1 Meter.

Wenn auch diese Zahlen keineswegs genau sind, so denke ich doch, daß sie ein richtigeres Bild der wirklichen Verdunstung des Kaspi geben, als sehr zahlreiche und genaue Beobachtungen mit Atmometern (Verdunstungsmessern), da letztere in zu verschiedenen Verhältnissen sich befinden, im Vergleich zu einem so großem Wasserbecken.

Ich habe schon lange den Kaspi den größten Regen- und Verdunstungsmesser unserer Erde genannt. Es wäre möglich, ihn wirklich in der Art zu benutzen, um Zahlen für diese Phänomene zu erhalten, wie sie sich sonst nicht auf der Erde in so großartigem Maßstabe erhalten lassen. Dazu wäre nötig, 1. die Beobachtungen über die Abflußmenge der Wolga fortzusetzen, und zwar so nahe wie möglich an dem Kaspi, 2. ähnliche Beobachtungen an 6 anderen großen Zuflüssen*) des Kaspi zu machen, 3. zahlreiche Stationen zur Messung des Niederschlages an den Ufern und auf den Inseln zu haben, 4. Beobachtungen über die Wasserhöhe an verschiedenen Punkten zu machen, um so frei wie möglich von dem Einflusse der Winde und der Bewegungen der Erdkruste zu sein. Je mehr wir Zahlen dieser Art erhalten, desto mehr nähern wir uns der Lösung einer Frage, welche für

*) Ural, Terek, Sulak, Samur, Kura und Sefid-Rud. Die anderen Zuflüsse des Kaspi sind unbedeutend.

die Klimatologie wie für die physikalische Geographie gleich wichtig ist, nach der Bilanz der Gewässer des Kaspi.

Es wäre noch leichter, diese Zahlen für den Aralsee zu erhalten, denn er hat nur zwei Zuflüsse, welche ein einfaches und beiden ähnliches Regime haben, d. h. Hochwasser im Sommer. Außerdem ist es auch leichter, den Niederschlag zu bestimmen, weil das Klima hier trockener und einförmiger ist als am Kaspi.

Wir besitzen einige Zahlen für die Abflußmenge der Newa, des größten Seenflusses von Europa. Der mittlere Abfluß ist etwa 3000 m^3S d. h. 94 km^3 per Jahr, oder etwas weniger als $^1/_3$ desjenigen der Wolga. Bei einer mittleren Tiefe von 64 Meter enthält der Ladoga etwa 1000 km^3 Wasser. Der jährliche Abfluß der Newa beträgt also etwa $^1/_{11}$ des Wassers des Ladoga.

Der Wasserspiegel der Newa wie der Seen, welche sie speisen, hat eine sehr kleine jährliche Periode, und zwar ist die größte Wasserhöhe im Dezember, wenn die herrschenden Westwinde den Ausfluß aus dem Ladoga hindern und die Menge des in den Finnischen Meerbusen fallenden Wassers vermindern, die kleinste Wasserhöhe ist im Mai, wenn die N.E.-Winde häufiger sind als in den anderen Monaten.

Hingegen haben der Ladoga und Onega Perioden von einigen Jahren, während welcher die Wasserhöhe zunimmt, dann wieder sinkt. So stieg das Wasser von Februar 1877 bis Juli 1879 und sank dann, nach mündlichen Mitteilungen, die mir zugingen, bis Anfang 1883 (die gedruckten Zahlen gehen nur bis Ende 1880). So war das mittlere Niveau höher als im Februar 1877.

		Ladoga m	Onega m
Monatsmittel.	im Juli 1879	2.39	1.43
	im Oktober 1880	1.28	0.68

Beide Seen hatten eine gleiche Periode, aber der Ladoga größere Änderungen des Niveaus. Die Beobachtungen der Jahre 1860—73 an einen anderen Orte des Sees*) geben eine

*) Die Höhe der beiden Pegel ist nicht verglichen worden, die beiden Reihen sind also nicht streng vergleichbar.

Differenz von 1_{78} Meter zwiſchen dem höchſten und niedrigſten Monatsmittel.

Auch die großen amerikaniſchen Seen haben eine unbedeutende periodiſche Schwankung des Waſſerſpiegels, die mittleren Monatsmittel differieren nicht mehr als 50 cm, aber hier iſt auch eine bedeutende Schwankung in mehrjährigen Perioden vorhanden.*)

*) Zeit. f. Met. Bd. XVI, S. 287.

Kapitel 31.

Der Kaukasus und die benachbarten Länder.

Die trockene, teilweise salzige Aralo-Kaspische Steppe setzt sich auch im Süden der Kuma fort, nimmt jedoch hier sehr wenig Raum ein, bei Petrowsk z. B. beträgt ihre Breite nicht mehr als 40 km. Die Vorgebirge des Kaukasus im Süden von der Sunscha und sogar in einem Teil der Ebene an ihrem Fuße sind (oder waren) mit prachtvollen Laubwäldern bedeckt, von einer solchen Dichtigkeit, daß die Eroberung der Tschetschnia schwieriger war als die Eroberung der steilen Felsen von Dagheſtan. Das Aushauen dieser Wälder begann zur Zeit des Krieges mit den Bergvölkern — damals war es notwendig, doch es wurde auch späterhin, obwohl es schädlich wurde, noch fortgesetzt. Beobachtungen sind nur in Weden angestellt, auf einer Höhe von 740 m über d. M.-N.; 2 Jahre ergaben hier eine Temperatur und eine Verteilung derselben nach Monaten, die sehr nahe dem im Wladikawkas Beobachteten gleicht. Die gleichzeitigen Beobachtungen in der Michailowschen Staniza in der Niederung der Sunscha und Weden ergaben eine Änderung auf 100 m Höhe im November von 0.11^0, im Mai von 1.04^0, im Jahresmittel von 0.60^0. Es unterliegt keinem Zweifel, daß es in der Tschetschnia auch genug Niederschläge giebt, namentlich in Sommer, im Winter aber fällt gewöhnlich genug Schnee.

Das breite Thal der Sunscha liegt niedriger und ist deshalb bedeutend wärmer, namentlich im Frühjahr und Sommer,

Regen fällt hier natürlich mehr als auf den Ebenen im N vom Terek, wenn auch weniger als in den Vorbergen — dem Klima und dem Boden nach ist dies eine der besten landwirtschaftlichen Gegenden Rußlands.

Weiter nach Westen, im Zentralgebiete der nördlichen Vorgebirge und Thäler liegen mehr Beobachtungen vor. Die Beobachtungen in Wladikawkas und Gudaur bieten die Möglichkeit, die Temperaturveränderung mit der Höhe vom mittleren Thale des Terek bis zur Paßhöhe, d. h. am nördlichen Abhange des Kaukasus, zu bestimmen. Da Gudaur südlicher liegt als Wladikawkas, so muß auch die Änderung mit der Breite in Betracht gezogen werden. Ich nehme sie gleich 0.3^0 fürs Jahr, 0.4^0 für Dezember und Januar und 0.2^0 für Juni und Juli, d. h. so viel muß abgezogen werden von der Temperatur von Gudaur, damit sie mit der in Wladikawkas beobachteten vergleichbar sei. Die Änderung mit der Höhe auf 100 Meter erwies sich: Jahr: 0.39^0; Dezember und Januar: 0.29^0; Juni und Juli: 0.53^0, d. h. eine sehr langsame Erniedrigung der Temperatur nach oben. Sie ist noch geringer im November, mit der Korrektion für den Breitegrad erweist sie sich nur 0.08^0, d. h. in diesem Monat ist Gudaur, obgleich es um 1480 Meter höher liegt als Wladikawkas, nur um 1.0^0 kälter, mit der Korrektion für den Breitegrad aber um 1.2^0. Dieser ungemein kleine Umfang der Veränderungen ist für den November dadurch zu erklären, daß dann im Kaukasus oft Anticyklonen bestehen. Aus Kap. 11 ist zu ersehen, daß bei solch einem Wetter im Winter oder Spätherbst die Berggipfel oft wärmer sind als die Thäler. Hier liegt folglich im November oft die Erscheinung vor, welche in den Alpen öfter im Dezember eintritt. Ich gebrauchte die Temperatur von Gudaur zum Vergleiche mit Wladikawkas, weil es die einzige hohe Station der kaukasischen Kette ist, wo hinlänglich lange beobachtet wurde, aber diese Station ist anomal warm, wegen der Lage im Süden der Paßhöhe und wegen vieler benachbarter Felsen.

In Wladikawkas sind die Sommermonate sehr bewölkt und regnerisch. Nicht oft gelingt es zu dieser Zeit des Jahres dem Reisenden, sich an dem Anblicke der Kaukasischen Berge von den Umgebungen dieser Stadt aus zu erfreuen, im Gegenteil sehr oft regnet es, während in der Steppe im Norden und zwischen den

Stationen Kasbek und Kobi im Süden — schönes Wetter ist. Auf letztgenannter Strecke liegt oft auch im Winter kein Schnee, während er in Menge, sowohl auf der Paßhöhe, als auch in Wladikawkas vorhanden ist. In Folge der häufigen Wolken und des Regens ist der Sommer in Wladikawkas bei weitem nicht so warm, wie das aus der Vergleichung mit Grosnaja an der Sunscha leicht zu ersehen ist. Für Juni und Juli beträgt die Änderung der Temperatur auf 100 Meter $0._{90}°$. Dieser Umfang ist ausnehmend groß, namentlich wenn man bedenkt, daß ein Thal mit einem Thale vergleichen wird.

Wie aus den Tab. III und IV zu ersehen ist, fällt in Wladikawkas viel Regen, am meisten im Juni. Als noch regnerischer erweist sich Alagier, ziemlich nahe an Wl. im S.W. gelegen. Überhaupt sind reichliche Niederschläge, namentlich vom Mai bis zum Juli, den ganzen nördlichen Vorbergen des Kaukasus eigen. Dies ist offenbar sehr günstig für den Ackerbau. Der Elbrus mit seinen Nebengebirgen, der nach Norden hin aus dem Hauptbergrücken hervortritt, und die Stawropolsche Hochebene im Norden vergrößern offenbar den Raum, der in diesen Monaten reich an Regen ist. August, September und Oktober sind viel ärmer an Regen, und es ist auch die Bewölkung geringer als im Juni und Juli.

Im Westen vom Elbrus giebt es in der ganzen, weiten, reichen Gegend südlich vom Kuban keine längeren Beobachtungen. Allein laut Mitteilung von Leuten, die diese Gegenden kennen, ist auch hier das Ende des Frühjahrs und der Anfang des Sommers regnerisch. Hier wechseln Steppen und Wälder mit einander ab, und die reiche Vegetation dieser und jener beweist, daß genug Wasser fällt. Die Steppen nehmen einen größeren Raum ein im Osten, d. h. näher am Elbrus, die Wälder jedoch sind ausgedehnter im Westen, namentlich längs der Bjelaja, wo riesige Exemplare von Bäumen vorkommen. Die Wälder finden sich öfter auf Abhängen als in ebeneren Gegenden.

Höher als die Wälder, wie auch bei andern Gebirgsketten mittlerer Breite, reichen Alpenweiden. Stellenweise ist auf diesen Höhen im Anfange des Winters noch kein Schnee, während in den niedrigen Thälern schon tiefer Schnee liegt. Aus Mangel an Beobachtungen kann man nicht bestimmen, ob es daher kommt,

daß bei Anticyklonen die Abhänge wärmer sind als die Thäler, oder aber weil hier noch kein Schnee gefallen ist, während er in den Thälern bereits liegt.*)

Auf den nördlichen Abhängen des Elbrus, Kasbek, Dich-Tau Koschtantau und anderer hoher Berge des mittleren Teiles des Kaukasus liegen die Schneelinien und Gletscher niedriger als in den übrigen Teilen des Kaukasus, mit Ausnahme seines S.W.-Abhanges. Die Ursache ist darin zu suchen, daß hier dennoch ziemlich viel Schnee fällt, der Sommer aber weniger warm ist als am S.-Abhange der Berge im Osten vom Suramschen Passe. Jedoch sind die Schneemengen in den Bergen und namentlich die Gletscher bei weitem nicht so groß wie in der Schweiz, trotzdem das Gebirge höher ist. Der Ackerbau reicht hier ziemlich hoch.

Bei der Meerenge von Kertsch und ein wenig weiter nach Osten, wo die Berge nicht hoch sind, ist das Klima ziemlich trocken, Regen fällt wenig, die Vegetation ist nicht üppig, mit einem Worte das Klima ist dasselbe, wie im östlichen Teile der Krim — auf der Kertschschen Halbinsel. Je weiter nach S.E., je höher die Berge, desto mehr fällt Regen. Schon in Noworossijsk fallen im Jahre 82 cm — dreimal so viel als in Kertsch. Die Berge schützen gegen Norden, und es erscheinen schon Pflanzen südlicheren Klimas. Bemerkenswert ist hier der N.E.-Wind — die sogenannte Bora, eine wahre Geißel dieses Ufers, die besonders stark in den Noworossijskischen und den benachbarten Buchten ist. Sie weht vom Bergrücken Waraba, in der Nähe der Stadt, dessen mittlere Höhe an 600 m beträgt. In den Segelanweisungen für das Schwarze Meer ist sie so beschrieben: „im Herbste und Winter gehen die N.E.-Winde oft in Orkane über. Als Beweis ihrer Kraft dienen die kahlen Gipfel der östlichen Berge der Bucht, von denen die Bora mit furchtbaren Wirbeln herabfährt, indem sie die ganze Vegetation verheert. Die Wirbel reißen das Wasser fort und treiben es in Staub vor sich her, so daß die ganze Gegend der Bucht wie mit Dampf bedeckt ist. In der Stadt ist es zu dieser Zeit nicht möglich auf die Straße hinauszugehen: kleine, vom Winde aufgehobene Steine schlagen

*) Eine ähnliche schneearme Zone in der Höhe findet sich auch im Thianschan und wird als Winterweide benutzt, siehe Kap. 32.

kräftig ins Gesicht und können verstümmeln. Ziemlich feste steinerne Häuser werden vom Andrange des Windes erschüttert. Im Winter ist die Bora besonders heftig: sie kommt in Begleitung eines Frostes von 7—8 Grad, bisweilen auch eines doppelt so großen. Der aufgewirbelte Wasserstaub wird sogleich zu Eis.*)

In der Bucht von Noworossijsk ging am 12. Januar 1848 der Tender „Struja" durch die Schwere des zu Eis gefrorenen Wasserstandes unter, zu der Zeit, als ein Teil der Mannschaft auf dem Lande war.

Die Seeleute vergleichen die Bora mit einem Luftwasserfall. Sie fängt dann an, wenn das stabile Gleichgewicht zwischen der Luft über der Höhe des Bergrückens und der über der Bucht gestört ist, d. i. wenn letztere um mehr als 6° wärmer wird als erstere. Im N.E. senkt sich der Bergrücken Warada allmählich zum Becken von Adegoa, von welchem nach N.E. sich der Bergrücken Swinzowy erhebt, nach N.W. und S.E. aber die Nebengebirge der Warada. Hier, wie überhaupt im Norden vom Kaukasischen Bergrücken, ist es im Herbst und Winter bedeutend kälter als am Gestade des Schwarzen Meeres, und sobald diese kalte Luft das ganze Becken bis zu seinen Rändern angefüllt hat, bildet sich ein labiles Gleichgewicht der Luft; je stärker es ist, d. i. je kälter die Luft auf dem Bergrücken im Vergleich zu der in der Bucht wird, desto stärker ist die Reaktion, d. i. desto verheerender ist die Bora.

Am 18. Februar 1880 um 9 Uhr abends fiel nach einer Bora, die mehr als 24 Stunden gedauert hatte, die Temperatur bis auf — $22{,}_3^0$, und am 19. um 7 Uhr bei mäßiger Bora bis auf — $26{,}_1^0$.

Eine Bora, ähnlich der in Noworossijsk, ist auch am E.-Ufer des Adriatischen Meeres bekannt, in Istrien und Dalmatien, z. B. in Triest, Fiume, Zengg ꝛc., sie entsteht aus gleichen Ursachen und ist gleichfalls häufiger und stärker im Winter als im Sommer. Doch ist ein wesentlicher Unterschied vorhanden: im Winter ist während der Bora des Adriatischen Meeres die Temperatur

*) Baron F. Wrangel, Die Noworossijskische Bora. Nikolajew 1876. S. 2.

bedeutend höher, es ist daher keine Gefahr vor dem gefrierenden Wasserstaube vorhanden.

Weiter nach Süden wird die Bora allmählich schwächer und jenseits des 44° ist sie schon nicht mehr vorhanden. Von hier an, d. h. vom Bergknoten Oschten, werden die kaukasischen Berge höher, so daß es schon fast nicht mehr vorkommt, daß zwischen dem Bergkamme und dem Gestade des Meeres ein labiles Gleichgewicht sei. Von hier ab herrscht an der Küste ein sehr warmer Winter, infolge des Schutzes durch die Berge vor den nördlichen Winden und des Einflusses des tiefen, nicht gefrierenden Schwarzen Meeres. Wo der Schutz besonders gut ist, z. B. in Suchum, da ist der Winter bedeutend wärmer als in Konstantinopel, obwohl letzteres um 2° südlicher liegt.

Die Ostküste des Schwarzen Meeres mit Einschluß Abchasiens erinnert sehr an die Riviera, d. h. an das Gestade des Mittelländischen Meeres von Spezzia bis Toulon sowohl der Lage, als auch dem Klima nach. Allein das kaukasische Ufer ist dennoch ein wenig kälter, wie aus der folgenden Vergleichung zweier Orte, die unter demselben Breitengrade liegen, zu ersehen ist:

	Jahr.	Winter.	Sommer.
Suchum-Kale	$14._7$	$6._9$	$22._4$
Nizza	$15._7$	$8._5$	$23._1$

Weiter nach Süden, in Poti, ist der Winter ein wenig kälter, da die Gegend weniger gegen Norden geschützt ist. Der Kaukasus gewährt freilich vor den kalten Winden aus höheren Breiten Schutz, allein die Ebene längs des Rion kühlt sich im Winter selbst ab.

An den Gestaden des Meeres, die von Norden durch hohe Berge geschützt sind, dienen die Nordwinde selbst als Wärmequellen, sogar im Winter; und zwar darum, weil bei dem Herabsinken die Luft sich etwa um 1° auf je 100 m erwärmt, die mittlere Abnahme der Temperatur mit der Höhe gewöhlich aber geringer ist.

In Suchum wehen nach der Lage der Stadt fast nur N.E., E., S. und S.W.-Winde. Die ersten müßten im Winter kalt

*) S. Kap. 2 u. 18.

sein, da sie vom Lande her wehen, die zweiten warm, da sie die Luft vom Schwarzen Meere bringen. Die Beobachtungen für drei Jahre ergeben folgende Abweichungen von der mittleren Temperatur, für die Monate von November bis Januar:

N.E.	E.	S.	S.W.
$0._{49}$	$1._{44}$ —	$1._{19}$	$0._{55}$

d. h. N.E. und E. sind bedeutend wärmer als S. und E., sogar als S.W.

Die Beobachtungen in Poti am unterem Rion geben relativ kleine monatliche Schwankungen der Temperatur (Seite 229), sodaß selbst das jährliche mittlere Minimum nicht 5° erreicht, jedoch, wie früher bemerkt, sind die Beobachtungen in Rußland ohne Minimathermometer gemacht, die wirklichen Minima werden etwas tiefer sein; gelegentlich sind schon —10° in dieser Region beobachtet worden und daher sind die Hoffnungen, welche man auf die Kultur der Orangen und Zitronen hier setzte, nicht in Erfüllung gegangen.

Oben bemerkte ich, daß die Ostküste des Schwarzen Meeres in der Temperatur sehr mit der Riviera übereinstimme. Jedoch mit den Hydrometeoren ist es anders, dort fällt mehr Regen als an der Riviera, hauptsächlich aber — fehlt der trockene Sommer der Gestade des Mittelländischen Meeres; in Dachowsky Possad z. B. fällt in den Monaten Juni und Juli mehr als 18 cm in jedem. Die Wärme und Feuchtigkeit erzeugen hier eine Vegetation, wie sie üppiger nirgendwo im südlichen Europa zu finden ist. Eben solche Bedingungen finden wir auch in Mingrelien, in dem ganzen Kutaisschen Gouvernement, d. h. in den Flußgebieten des Ingur und Rion, ferner auch auf dem nördlichen Ufer von Klein-Asien bis Trapezunt und ein wenig weiter. Als östliche Grenze dieses feuchten, regnerischen Landstriches dienen die Berge, welche die Wasserscheide zwischen Rion und Kura oder dem Schwarzen und dem Kaspischen Meere bilden. Im Westen von ihnen, in der Gegend, die ich westliches Transkaukasien nennen werde, ist außer den hohen Bergen überall eine üppige Vegetation. Wo sie nicht berührt oder wenig berührt ist vom Menschen — gewöhnlich Laubwälder, wo die Bäume oft

riesige Dimensionen erreichen. Wegen der Feuchtigkeit des Klimas erreichen die Schlingpflanzen eine außerordentliche Entwickelung. Schwerlich könnte man wo anders so große Exemplare von Epheu finden, und die Weinrebe wächst hier wild.

Außer den Bäumen ist noch die Menge der Farnkräuter zu erwähnen, ihre Dimensionen sind namentlich in Abchasien bemerkenswert. Sie wachsen oft ohne jeglichen Schutz der Bäume. Immergrüne Bäume giebt es hier weniger als an den Gestaden des Mittelländischen Meeres, wahrscheinlich darum, weil hier das Klima günstig fürs Laubholz ist.

Die Vegetation ist hier so üppig, daß der Kampf mit ihr anfangs für den Menschen schwierig ist, aber das Klima läßt sehr verschiedenartige Kulturen ohne künstliche Bewässerung zu. Außer den Pflanzen, die an den nördlichen Gestaden des Mittelländischen Meeres kultiviert werden, kann man noch auf den Theebaum und den Bambus*) hinweisen, als auf solche, die hier ohne künstliche Bewässerung wachsen können, da das Klima sehr ähnlich ist dem Klima des mittleren Teiles der Insel Nipon in Japan. In den Breiten von 30° bis 45° N. herrscht meistens ein trockenes Klima, im Innern der Kontinente fällt in diesen Breiten überhaupt wenig Regen, an den Westküsten und an den Gestaden des Mittelmeeres ist der Sommer trocken. So giebt es nur noch drei Regionen unserer Erde in diesen Breiten, welche, dank der Menge und günstigen Verteilung der Niederschläge, sich mit S.W.-Transkaukasien vergleichen können und auch eine sehr üppige Vegetation haben, 1. die Südküste des Kaspi bis an die Kette des Elburs, 2. das südliche und mittlere Japan und das Gebiet des Jang-tse-Kiang in China, 3. die Südstaaten der amerikanischen Union.

Die Tabelle der größten und kleinsten Regenmenge in einzelnen Monaten zeigt (Kap. 30), daß, selbst in dem regenreichen Klima von Poti, der Mai zuweilen wenig Regen giebt (11 mm). Niemals ist bis jetzt im August und September so wenig gefallen; in dem ersteren ist sie nicht unter 69 mm,

*) Siehe meine Mitteilung hierüber, Iswestija der Kaiserl. Russ. Geograph. Ges. fürs J. 1883. Der Theebaum wächst schon jetzt in wenigen Exemplaren in einigen Gegenden des westlichen Kaukasus, z. B. in Suchum.

im zweiten nicht unter 89 mm gefallen und in jedem der zwei Sommermonate sind schon Mengen von 400 nnd darüber vorgekommen. Hingegen ist in dieser regenreichen Gegend die mittlere größte Regenmenge an einem Tage keineswegs so bedeutend, wie man erwarten sollte, und bildet jedenfalls einen minderen Bruchteil der ganzen jährlichen Regenmenge als in vielen regenärmeren Gegenden, wie Zentral- und Südrußland; so ist sie z. B. an der regenreichsten Station Rußlands Dachowsky Possad nur etwas größer als 5 % der jährlichen Regenmenge, während sie an vielen Orten Südrußlands fast oder ganz 10 % erreicht, in der Krim über 10 %, in Astrachan aber mehr als 20 % davon beträgt. Daraus ist wohl leicht zu ersehen, daß diese Gegenden sich nicht sowohl durch einzelne heftige Güsse auszeichnen, als durch ergiebige Regen überhaupt; von den zwei Stationen dieser Küste, für welche ich diese Zahlen berechnete, ist Dachowsky Possad diejenige, welche von allen dort angeführten überhaupt die stärksten Regengüsse hat und, obgleich die größte Regenmenge an den warmen Monaten, August und September fällt, ist doch mehr als die Hälfte der großen täglichen Regenmengen in den sieben kälteren Monaten beobachtet worden.

Außer der Regenmenge und ihrer Verteilung auf die Monate unterscheidet sich das Klima von S.W.-Transkaukasien noch dadurch vom Klima der Gestade des Mittelländischen Meeres, daß die Bewölkung und die relative Feuchtigkeit viel bedeutender in den Sommermonaten ist, wie folgendes zeigt:

	Dezember und Januar.	Juli und August.	Oktober und November.
Poti	$6._4$	$5._7$	$4._8$
Kutais	$5._7$	$5._7$	$4._5$
Rom und Ankona	$5._4$	$1._8$	$4._8$
Triest und Pola	$5._1$	$2._8$	$5._1$

d. h. in Poti und Kutais ist sie im Juli und August um 3 und 4 größer als in Mittelitalien und Istrien, sogar größer als im mittleren Rußland und beinahe eine ebensolche wie in Petersburg. Im Oktober und November ist die Bewölkung gering, wie auch nach Norden von den Kaukasischen Bergen.

Die relative Feuchtigkeit ist hier im Sommer größer als im Winter, z. B. für die 5 Jahre, 1876 und 1878—81. Ich führe zum Vergleich auch einen Ort am Kaspi an.

	Noworossijsk.	Dachowski Possad.	Poti.	Baku.
Winter	83	71	80	82
Sommer	73	79	87	68

Das hängt davon ab, daß im Winter der Luftdruck im Innern der Kaukasischen Landenge höher ist, und die Luft zum Schwarzen und zum Kaspischen Meere herabsinkt; dagegen ist der Luftdruck im Sommer niedriger im Innern des Landes, namentlich auf der Armenischen Hochebene und auf den Steppen längs der unteren Kura und des Araxes. Daher herrschen im Winter die Winde vom Festlande vor und sind dazu absteigende, im Sommer wehen Seewinde und zwar aufsteigende.

Außer diesem Umstande haben auch die Wälder einen großen Einfluß; wo sie nicht vorhanden sind, da fehlt eine der Hauptbedingungen der Feuchtigkeit im Sommer. In Noworossijsk herrschen auch im Sommer Seewinde vor, jedoch ist zu dieser Zeit die Luft trockener als im Winter.

Überall kommen im westlichen Transkaukasien, wo in der Nähe Berge sind, nicht selten trockene und warme absteigende Winde, wahre Föhne vor. Wenn sie sich zur warmen Jahreszeit zeigen, stark sind und mehr als 24 Stunden dauern, so haben sie einen merklichen Einfluß auf die Vegetation, die Blätter werden gelb und fallen von den Bäumen u. s. w. Besonders sind sie in Kutais häufig, wo, bei der großen Feuchtigkeit der Luft überhaupt selten ein Monat vorübergeht, wo sie nicht bis auf 30% und oft niedriger fallen, wobei dies nicht nur mitten am Tage, sondern auch in der Nacht vorkommt. Im Dezember 1877 war es so trocken, daß der Rasen längs der Eisenbahn von den Funken der Lokomotiven zu brennen anfing, vom 16. bis zum 25. war die Feuchtigkeit in Poti, mitten unter ausgedehnten Wäldern und den Sümpfen der Niederungen des Rion, nicht höher als 54%, im Anfange des Monats aber war sie noch

niedriger, den 8. um 9 Uhr abends 17% bei einer Temperatur von 12.6° und am folgenden Morgen 27% bei 11.6°. In Kutais war die mittlere Feuchtigkeit des Dezember 60 %, das Minimum aber 12%. Früher dachte man, daß dies Winde aus den Wüsten und den trockenen Steppen im Osten seien*), allein der Umstand, daß diese Winde gerade in den Thälern vorkommen, dabei oft in den kalten Monaten des Jahres, und daß so geringe Grade der Feuchtigkeit sogar mitten im Sommer, z. B. in den Steppen nach Norden von den Kaukasischen Bergen selten sind — alles dies zeigt, daß diese Winde eben deshalb warm und trocken sind, weil sie absteigende sind. Ähnliche Winde sind auch auf dem nördlichen Abhange der Berge bekannt, z. B. in Wladikawkas, in dessen Nähe die tiefe Schlucht des Terek endigt. Folgende Beispiele werden zeigen, wie hoch hier die Temperatur in solchen Fällen ist, wie die Temperatur fällt und wie sich die Feuchtigkeit vergrößert bei der Wendung des Windes nach N.; sie beziehen sich aufs Jahr 1879.

---

*) Diese Meinung findet sich u. a. in dem bekannten Werke von Wesselowsky über das Klima Rußlands.

	Temperatur.	Relative Feuchtigkeit.	Wind. Meter per Sekunde.		Temperatur.	Relative Feuchtigkeit.	Wind. Meter per Sekunde.
24. April 7 a. m.	$11._0$	86	$N._2$	8. Mai 7 a. m.	$23._8$	25	$S.W._{10}$
24. „ 9 p. m.	$19._4$	42	$S._8$	8. „ 1 p. m.	$15._4$	82	$N.W._8$
25. „ 7 a. m.	$22._9$	27	$S._6$	2. Dezbr. 7 a. m.	$13._2$	42	$S._7$
25. „ 9 p. m.	$15._9$	89	$N.W._2$	2. „ 1 p. m.	$20._2$	30	$S._5$
26. „ 7 a. m.	$21._8$	29	$S._8$	2. „ 9 p. m.	$20._2$	27	$S._{14}$
27. „ 7 „	$23._4$	34	$S._6$	3. „ 7 a. m.	$19._4$	29	$S._{14}$
28. „ 7 „	$11._4$	98	$N.W._5$	3. „ 1 p. m.	$13._6$	62	$N.E._{12}$
3. Mai 7 „	$24._7$	32	$S._8$	4. „ 7 p. m.	$0._2$	100	$N.E._7$

Die geringe Feuchtigkeit am Morgen und Abend ist wie bekannt ein Merkmal der Föhnwinde. Besonders bemerkenswert ist die Temperatur von über 20° am Abend des 3. Dezember, die Mitteltemperatur dieses Monats ist 1.9^0.

Ich bemerke noch, daß zur Zeit, als in Wladikawkas die Feuchtigkeit niedriger als 43% war, in Tiflis die Temperatur bedeutend niedriger und die Feuchtigkeit größer war, z. B. am 27. April 7 a. m. 17.2^0 und 69%, am 8. Mai 7 a. m. 18.6^0 und 67%, am 2. Dezember 9 p. m. 6.9^0 und 94%, am 3. 7 a. m. 4.4^0 und 93%, also bei dem letzteren Beispiel war Tiflis um 15° kälter.*)

Die Beobachtungen im westlichen Transkaukasien dauerten so kurze Zeit, daß man noch nicht genau die Verteilung des Regens nach Monaten erfahren kann. In Poti scheint am meisten im August zu fallen, in Dachowsky Possad im Dezember, der Dezember ist in beiden sehr regnerisch, das Ende des Frühlings aber bedeutend trockener. Aus der in Kap. 30 angeführten Tabelle ist zu ersehen, daß sich diese beiden Orte durch die große Masse, die an 1 Tage fällt, auszeichnen, es kann auch bei dem Überfluß an Regen gar nicht anders sein. Wenn in den Bergen des westlichen Transkaukasien mehr Stationen wären, so träfen wir ohne Zweifel Regenmengen von mehr als 300 cm im Jahr und darüber. Ich schließe dies daraus, daß auf der Windseite der hohen Berge die Niederschläge gewöhnlich dreimal, viermal u. s. w. größer sind als auf den benachbarten Ebenen, sogar am Gestade des Meeres, z. B. im nördlichen Italien Venedig: 81, Mailand 97, Tolmezzo 243, im N.W. England am Meeresufer nicht mehr als 100, in den Bergen aber stellenweise mehr als 300, in Indien 284 in Noakhally an der Mündung des Brahmaputra, und 1252 in Cherrapongi. Im N.W.-Transkaukasien haben wir 164 in Poti, fern von den Bergen, so daß in den Bergen von

*) Ein ähnlicher Fall vom 23. Februar 1870 ist von mir in der Zeit. f. Met. VIII, 45 beschrieben worden. Am Abende dieses Tages war in Tiflis und Grosnaja die Temperatur um 17.5^0 höher als die mittlere, bei einer relativen Feuchtigkeit von 35% und 36% und starkem S.W. Zwischen ihnen, in Gudaur, war die relative Feuchtigkeit 92% bei S. Offenbar wurde die Luft relativ feuchter, wenn sie nach Gudaur hinaufstieg, und wiederum trockener, wenn sie sich ins der Thal Sunscha senkte.

Mingrelien und Imeretien wahrscheinlich bis 500 sich finden werden. Der großen Menge von Niederschlägen entsprechen auch die Schneelinie und die Gletscher: sie liegen niedriger als im Norden des Bergrückens.

Der Paß von Sfuram scheidet das feuchte Klima des S.W.-Transkaukasiens von dem trockeneren Gruſiens. Der Unterschied ist schon in der Vegetation klar zu sehen. Je mehr man herabsteigt im Thale der Kura, desto trockener ist das Klima, so daß schon bei Tiflis eine künstliche Bewässerung nötig wird. Am meisten Wasser fällt in Tiflis im Mai, im Sommer nimmt die Menge schnell ab, am wenigsten aber fällt im Spätherbst und im Winter. Eine ebensolche Periode von Niederschlägen trifft man auch im Armenischen Hochlande an, sowohl auf seiner höchsten Stufe (Alexandropol), als auch auf seiner niedrigsten (Aralich). Aber in andern Beziehungen unterscheidet sich das Klima Armeniens von dem Klima Gruſiens sehr, namentlich in der Temperatur.

Infolge der Höhe kann man natürlich eine niedrige Temperatur in Armenien erwarten, aber nicht eine solche Verteilung derselben im Laufe des Jahres. In Alexandropol ist im Januar und Juli fast eine gleiche Temperatur wie in Moskau, und in Aralich — wie in Astrachan. Der Alexandropolsche Kreis, der südliche Teil des Gebiets von Kars und die Gegend von Erzerum sind Steppen mit einem Klima, welches demjenigen des mittleren Rußlands gleicht, mit tiefem Schnee im Winter, mit einem aus Schwarzerde bestehenden Boden. Offenbar findet die russische Bevölkerung dort günstige Bedingungen für den Landbau, um so mehr, da die größte Menge Regen im Mai fällt, die Mitte aber und das Ende des Sommers trockener sind.

Nach Norden, längs der oberen Kura, z. B. in Ardahan, sind ausgedehnte Wälder. Nach den Beobachtungen im Verlaufe von $1^1/_2$ Jahren ist hier das Klima kälter als in Alexandropol, wie das auch zu erwarten war, da auch die Höhe 300 m mehr beträgt, aber hier zeigt sich auch der Winter kälter. Sehr oft ist im Winter, auf dem höheren Teile des Hochlandes, Windstille.

Die untern Stufen des Armenischen Hochlandes, an 1000 m ü. d. M.-N. und niedriger, haben, z. B. bei Eriwan ein anderes

Klima und eine andere Vegetation. Sie erinnern an die Aralo-Kaspische Steppe, haben viele Salzablagerungen und der Ackerbau erfordert hier eine künstliche Bewässerung. Das Klima ist bedeutend wärmer, und die Niederschläge sind mehr als zweimal geringer als auf dem höheren Teile des Plateaus (Alexandropol 38, Aralich 14 cm). Nach einem frostigen, zuweilen schneereichen Winter tritt früh Wärme ein, der Sommer aber ist trotz der Höhe wärmer als an den Ufern des Kaspischen Meeres. Selbstverständlich, daß auf den hohen Bergen, die sich hier erheben, auf dem Alagös und den beiden Araten, die Schneelinie hoch liegt, da nicht viel Schnee fällt und der Sommer sehr warm ist.

Nach N.E. von hier ist wiederum ein hohes Land mit einem rauhen Klima um den See Goktscha. Nach der Berechnung Overins*) beträgt der Abfluß des Flusses Zanga beinahe $^1/_8$ des Wassers, welches der See aufnimmt. Zu Ende des Sommers sinkt sein Niveau, z. B. 1876 um 7 Zoll (ungefähr 18 cm). Die niedrigeren Steppen längs des unteren Laufes der Kura, des Araxes und ihrer Nebenflüsse haben gleichfalls ein sehr trockenes Klima. Die Flüsse, die sie durchströmen, nehmen im Großen und Kleinen Kaukasus ihren Anfang. Sie sind untersucht worden vom Jahre 1860 angefangen, um sich ihres Wassers für die Bewässerung zu bedienen. Der höchste Wasserstand ist im April, der niedrigste zu Ende des Winters und des Sommes. Offenbar liefert das Tauen des Schnees in der mittleren Zone der Berge**) das meiste Wasser.

Je näher zum Kaspischen Meere, desto mehr nähert sich der Jahresgang der Niederschläge dem an den Ufern des Mittelländischen Meeres beobachteten, d. h. es fällt die geringste Menge im Sommer, die größte aber im Herbste (s. Tab. IV., Baku). Im Sommer sind hier oft Nordwinde, an klaren Tagen auch Ostwinde; dies sind eigentlich nur tägliche Seewinde, welche sich nicht auf große Luftschichten weder horizontal noch vertikal

*) Kaukasischer Kalender fürs Jahr 1858.

**) W. Dingelstedt, Das Wassereigentum und die Irrigation, Tiflis, 1880, 1883 (russ.). In diesem Werke findet man viele Nachrichten über die Gewässer des Kaukasus, und es sind die Vorschläge des englischen Ingenieurs Gabb über die Bewässerung der Steppen Transkaukasiens ausführlich dargelegt.

ausdehnen und keine Niederschläge verursachen können. Vom September an herrschen E.-Winde vor, dies ist eine mächtigere Luftströmung als die Seewinde im Sommer, und da um diese Zeit das Meer wärmer ist als das Festland, so fängt der Regen an, der sich bis November und Dezember verstärkt. Übrigens fällt in den trockenen und niedrigen Umgegenden Bakus überhaupt nicht viel Wasser, viel mehr weiter nach Norden, im Kubinschen Kreise und im südlichen Daghestan, wo auch die Vegetation bedeutend üppiger ist.

Das Innere von Daghestan, von allen Seiten von Bergen geschützt, ist bedeutend trockener; im Winter giebt es wenig Schnee, namentlich im Vergleich mit dem südlichen Abhange der Kaukasischen Berge, im Sommer ziehen die Wolken höher, und deswegen ist Regen nicht selten, die Wolken kommen fast immer von S.W. oder W. In mittlern Höhen, 1200 bis 1800 m, wird der Ackerbau ohne künstliche Bewässerung betrieben. Bemerkenswert ist die geringe Menge Waldes im Innern Daghestans, infolge dessen sind die Berge von Bächen mehr durchwühlt, die Abhänge abschüssiger als in den andern Bergen Europas, mit Ausnahme der französischen Alpen. Dies hat auch aufs Klima Einfluß, indem die Menge Feuchtigkeit in der Luft verringert wird (infolge davon, daß das Wasser schnell abfließt, daß wenig Vegetation da ist und viel nackter Fels ansteht, welcher stark von der Sonne erwärmt wird).

Wegen der geringen Menge des fallenden Schnees und der Wärme des Sommers ist die Schneelinie im Innern Daghestans höher als in den andern Teilen der kaukasischen Berge. Infolge desselben Grundes sind die Grenzen der kultivierten Pflanzen hier höher als z. B. im Kubanischen Gebiet oder im S.W.-Transkaukasien.*)

Nach Süden von den Niederungen der Kura und des Araxes erheben sich die Talischinschen Berge, an ihrem Fuße, in

---

Weitere Auskunft über diesen Gegenstand findet man in verschiedenen Schriften (Iswestija und Sapiski) der kaukasischen Abteilung der Kais. Russ. Geogr. Ges., in den Werken der Akademiker Ruprecht (Bull. Acad. St. Pet. 1861), Abich (eb. 1849 u. s. w.) u. s. w.

Lenkoran ist die Periode der Niederschläge dieselbe wie bei Baku, die Menge aber ist fünfmal so groß. Die reichliche Regenmenge ruft bei dem warmen Klima eine nicht weniger üppige Vegetation hervor, als in S.W.-Transkaukasien. Infolge der Menge sehr dichter Laubwälder und in der niedrigen, am Ufer gelegenen Gegend noch an Sümpfen und Reisfeldern, ist die Luft auffallend feucht, sogar im Sommer über 80%. Im nördlichen Teile des Lenkoranschen Kreises wird das Klima, gemäß der Senkung der Berge im Westen, trockener.

Im Süden vom Kaspischen Meere erhebt sich in nicht weiter Entfernung der Bergrücken Elburs, dessen Gipfel, Demawend, sogar höher als der Elbrus ist. Auf den nördlichen Abhängen dieser Berge und am benachbarten Strande ist das Klima auffallend feucht. Dies ruft eine noch üppigere Vegetation hervor als in Mingrelien und dem Lenkoranschen Kreise, um so mehr, da auch das Klima wärmer ist. Am Ufer des Kaspischen Meeres sind Fröste selten und nicht andauernd. Es sind Beobachtungen auf der Insel Aschur-Ade im Busen von Asterabad vorhanden, allein ich denke, daß dort 1. die Menge Regen deshalb geringer als auf dem Festlande ist, weil die Insel niedrig und entfernt von Gebirgen ist; 2. die Temperatur der Monate von Oktober bis April niedriger ist als auf dem größten Teile der Südküste des Kaspi, besonders von Enzeli (nahe bei Rescht) bis Barfrusch, da Aschur-Ade sich in der Nähe der Turkmenischen Steppe, die im Winter verhältnismäßig kalt ist, befindet.

Auf den Bergabhängen haben sich viele ausnehmend dichte Wälder erhalten. Eine Beschreibung des Klimas des östlichen Teiles dieser Gegend finden wir unter anderm bei Karelin.*) Im Sommer ist ein beständiger Wechsel der Winde vom Meere und vom Ufer, selten vergeht ein Tag ohne Regen in den Bergen.

Die persischen Provinzen Gilgan, Masenderan und Asterabad, mit dem südlichen Teile des Lenkoranschen Kreises, nehmem eine besondere Stellung auf der Erdkugel ein. Nirgend ist in einer solchen Entfernung von den Ozeanen etwas dem Ähnliches vorhanden.

*) Sapiski der Allg. Geogr. der K. R. Geogr. Ges., B. X.

Erinnern wir uns, daß fast die ganze Küste sich südlich vom 38° N. Br. befindet; der Breite nach und der Lage hinsichtlich der Meere und Berge kommt sie sehr nahe den nördlichen Ufern von Algier und Marokko, letztere aber sind, trotzdem sie dem Ozeane näher liegen, viel trockener. Im N.W. grenzt sie an die Muganſche Steppe, im N.E. an die noch trockenere Turkmeniſche, im Süden aber an ein höher gelegenes, aber nicht weniger trockenes Land, das Hochland von Perſien (Teheran u. ſ. w.). Die Vereinigung einer hohen Temperatur (wahrſcheinlich iſt an den geſchützten Orten des Ufers die Temperatur des Jahres nicht niedriger als 18.5°, die des Januars 10.°) mit reichlichem Regen giebt die Möglichkeit, viele tropiſche und ſubtropiſche Pflanzen zu kultivieren, ſo z. B. Orangen, Dattelpalmen, Zuckerrohr. Karelin glaubt, daß auch der Kaffeebaum hier gedeihen würde. Hinter dem Elburs dehnt ſich nicht niedriger als 1000 m die Hochebene aus, auf welcher die Hauptſtadt Perſiens, Teheran, liegt. Hier ſind nicht einmal ein Jahr lang Beobachtungen gemacht worden. Es iſt nur bekannt, daß das Klima warm iſt, im Winter die Berge vor den kalten Winden ſchützen, und im Sommer der Boden ſtark erhitzt wird, ſo daß der Sommer in Teheran wahrſcheinlich ſogar wärmer iſt als am ſüdlichen Ufer des Kaſpiſchen Meeres, trotz der Höhe (1100 m); ein wenig Regen giebt es gewöhnlich im November, März und Anfang April, und im Winter fällt zuweilen Schnee, der Sommer iſt aber regenlos.

Nach S.E. von Teheran, in der Oaſis Tebbes, iſt es unter dem 34° N. Br. auf einer Höhe von ungefähr 2000′ (600 m) ü. d. M. N. ſo warm, daß die Dattelpalme kultiviert wird und gute Früchte giebt. Wahrſcheinlich hält dieſe Palme auch hier, wie auf der Hochebene von Algier, Fröſte aus. Zwiſchen Aſterabad und Tebbes, z. B. bei Schachrud, traf die Khoraſſanſche Expedition unſrer geographiſchen Geſellſchaft im Sommer eine außergewöhnliche Trockenheit der Luft, bis 14%, an. Die Luft war nicht durchſichtig, ſondern es herrſchte beſtändig eine Trübung. Wahrſcheinlich ſind dies ſehr feine Staubteilchen. Ein ähnlicher Nebel iſt auch in andern ſehr trockenen Ländern, z. B. in Oſt-Turkeſtan, außerdem im Sommer im ſüdlichen Spanien und im Frühjahr im nördlichen China beobachtet worden.

Der nordweſtliche Teil Perſiens (Prov. Tauris) iſt reicher an

Feuchtigkeit als die Steppe bei Teheran, da dieses Land bergig ist. Von hier ziehen sich die Berge nach S.E. bis zum 28° und südlicher, und diese Berge sind feuchter als die Steppe, die Ströme aber die aus ihnen kommen, dienen zur Bewässerung der Thäler. Die Niederschläge beschränken sich auf die kalten Monate, im Sommer aber ist auch in diesen Bergen fast kein Regen.*)

Windrichtung in %.

Winter.

	N.	NE.	E.	SE.	S.	SW.	W.	NW.
Poti und Redut-Kalé	0_2	3	59	15	1	7	7	8
Aralich	7	9	19	23	5	7	19	15
Lenkoran	2	18	2	5	4	20	17	53
J. Aschur-Ade	11	18	22	12	4	9	14	6

Sommer.

	N.	NE.	E.	SE.	S.	SW.	W.	NW.
Poti und Redut-Kalé	0_2	4	13	8	3	32	18	22
Aralich	2	7	22	10	3	3	33	14
Lenkoran	12	15	9	31	15	18	5	5
J. Aschur-Ade	14	1	3	1	3	14	47	20

Aus dieser Tabelle ist zu ersehen, wie die Lage des Meeres und des Festlandes auf die Richtung des Windes in Transkaukasien wirkt. Ich habe die Beobachtungen in Tiflis nicht angeführt, da hier die Winde örtlich beeinflußt sind durch die Richtung des Thales.

Weiter ist eine Tabelle der Stärke des Windes angeführt. Auffallend ist im Thale der Kura, in Tiflis und noch mehr in Borschom die sehr große Verstärkung des Windes mitten am Tage im

*) Oliver St. John, Peterm. Mitt. 1877, S. 67. Über die Vegetation der Hochebene und der Berge des Elburs, in den Berichten der Khorassanschen Expedition, Wjestnik der Kais. Russ. Geogr. Ges. 25, 28 u. s. w.

September und Oktober. Um diese Zeit des Jahres ist oft klares Wetter mit Anticyklonen. Solche Umstände sind der Verstärkung des Windes mitten am Tage günstig, wobei in der Nacht oft Windstille herrscht. Schon in Kap. 27 ist erwähnt worden, daß auch in den Steppen Südrußlands im Herbste das Verhältnis a:b nicht geringer ist als im Sommer. Im Thal der Kura ist es größer, am Ufer des Schwarzen Meeres, in Poti, ist es dagegen im Herbste klein.

Stärke des Windes. Meter pr. Sekunde. (a — um 1 Uhr des Abends, b — Mittel von 7 Uhr morgens und 9 Uhr abends).

	November bis Februar.		März und April.		Mai bis August.		September und Oktober.	
	a	b	a	b	a	b	a	b
Poti . . .	4.6	4.1	4.8	4.8	3.8	2.3	3.6	3.1
Borschom .	2.1	0.6	2.4	0.8	3.1	1.1	2.5	0.3
Tiflis . . .	3.1	1.6	5.0	2.8	3.8	2.3	3.3	1.2
Wladikawkas	3.0	2.5	4.3	2.8	4.2	2.9	3.6	2.6

Ich erwähne hier noch einiger Verhältnisse im mittleren Transkaukasien (Tiflis) und am Ufer des Kaspischen Meeres (Baku)*); das kontinentalere Klima von Tiflis zeigt sich noch viel mehr in den Extremen der Temperatur, namentlich in den kälteren Monaten als in den Mitteln derselben. Besonders ist das mittlere Minimum der Wintermonate tiefer; wenn jedoch die Trockenheit der Luft in den Wintermonaten auch ziemlich niedrigen Temperaturen günstig ist, so sind doch Umstände vorhanden, welche sie bei weitem nicht so tief sinken läßt, als unter derselben Breite in ganz Asien östlich vom Kaspi und in der größeren Hälfte von Nord-Amerika. Der gute Schutz gegen Norden durch hohe Berge, welche keinen direkten Lufttransport aus höheren Breiten in der unteren Schicht zulassen, die Tiefe des Thales und das Fehlen einer winterlichen Schnee-

*) Tab. in Kap. 29.

decke, welche einer intensiven lokalen Abkühlung nicht günstig sind. Das absolute Minimum in Tiflis erreicht sogar nicht —20°. In dieser Hinsicht, wie auch in der Mitteltemperatur der Wintermonate, hat Tiflis eine große Ähnlichkeit mit der Lombardischen Ebene. Der Einfluß des Kaspi auf die Milderung der Extreme in Baku ist sehr auffallend; außer den nicht tiefen Winterminima erwähne ich ganz besonders die relativ niedrigen Maxima der Frühlingsmonate, namentlich des März, sie sind hier um 6° tiefer als in den fast 3° nördlicher am Ufer des Schwarzen Meeres gelegenen Poti. Freilich muß bemerkt werden, daß an der Westküste des Kaspischen Meeres überhaupt die Frühlingsmonate kühler sind als 2° oder selbst 3° nördlicher an der Ostküste des Schwarzen Meeres.

In Baku kann schon jeder der fünf wärmeren Monate regenlos sein, im Juli und August ist dies häufig der Fall, der August hatte in 34 Jahren kein einziges Mal eine Regenmenge von über 27 mm, während in jedem der Monate Oktober bis April gelegentlich bis über 100 fallen kann. Von allen Orten, für welche die mittleren größten täglichen Regenmengen im Kapitel 30 stehen, hat Baku die kleinsten Zahlen für die Monate Juni bis August, was natürlich bei der sehr kleinen sommerlichen Regenmenge nicht anders sein kann. Die Zahlen zeigen eine regelmäßige Abnahme von Mai bis Juli, eine Zunahme bis September. In der ganzen Zeit ist in Baku kein einziges Mal im Sommer über 30 mm an einem Tage gefallen. Anders ist es in Tiflis, wo die Regen der wärmeren Monate, wenn auch ungenügend für die Vegetation, doch ergiebiger sind als in anderen Monaten, und zwar sind große Regenfälle an einem Tage am häufigsten im Juni und Juli.

Kapitel 32.

Zentralasien.

Ich gebrauche den Ausdruck „Zentralasien“ in dem gewöhnlichen Sinne, d. h. es begreift die Aralo-kaspische Niederung, die Hügel und Bergländer östlich davon bis zum Thianschan und Pamir. Ich trenne also Ostturkestan, die Mongolei ꝛc. davon ab. Das Klima dieses Landes wird überhaupt durch Trockenheit charakterisiert außer einigen höheren Orten im Gebirge. Sodann sind folgende drei Teile anzunehmen:

1) die nördlicheren Steppen, etwa bis 44°—45° N.Br.

Hier ist der Winter sehr kalt, aber nicht immer schneereich; die Niederschläge sind spärlich, wobei im Norden bis zum 48° N.Br. diejenigen des Sommers etwas vorwalten, weiter nicht mehr; im südlichen Teile aber sind schon ganz entschieden diejenigen der kälteren Monate vorherrschend.

2) die südlichen Steppen und die untere Stufe des Berglandes im W. bis zum Thianschan, im S. bis zum Hindukusch. Hier ist der Winter weniger rauh, südlich vom 41° N. Br. hat, wo einiger Schutz der Gebirge gegen den Norden vorhanden ist, kein Monat eine Mitteltemperatur unter 0°. In der Steppe im Westen ist der Winter kälter. Niederschläge giebt es fast nur in den kälteren Monaten des Jahres, namentlich im Dezember und März, und dies ebenso wohl in den Steppen, wo unter 10 cm im Jahre fällt, wie in den regenreicheren Thälern und Abhängen (Taschkent, Ferghana).

3) die Gebirge, namentlich der Thianschan. Hier ist wegen der Höhe das Klima bedeutend kälter, im Sommer fällt ziemlich viel Regen und von 2000 m an fällt namentlich auf den Nord- und Westabhängen, viel Schnee im Winter und Frühling.

Die nördliche Grenze der ersten Region ist ziemlich unbestimmt, man kann sie etwa unter 50° N.Br. annehmen d. h. dort, wo weniger als 20 cm im Jahre fällt. Zu diesem Klima der nördlichen Aralo-kaspischen Steppe gehört auch der äußerste Südosten des europäischen Rußlands. Außer der Trockenheit und der großen jährlichen Amplitude der Temperatur ist noch große Veränderlichkeit, die Herrschaft der N.E.- und E.-Winde im Winter, Frühling und Herbst zu bemerken. Die Herrschaft dieser Winde ist entschiedener im Süden als im Norden und sie sind häufig stark, so daß hier Schneestürme im Winter und Staubstürme zu allen Jahreszeiten nicht selten sind.

In dieser Steppe sind die drei Ursachen vorhanden, welche starken Winden auf dem Festlande günstig sind. Die Schwankungen des Luftdrucks sind groß (außer in den Monaten Juni bis Oktober); es entstehen also bedeutende Gradienten und die resultierenden Winde haben freien Spielraum, weil die Ebene unbewaldet ist, teilweise sogar ohne Vegetation; endlich ist die Erwärmung der trockenen Oberfläche am Tage durch die Sonne sehr groß und dies ist einer Verstärkung der Winde zu dieser Zeit sehr günstig. Die Steppen Zentralasiens gehören zu den Gebieten, wo sehr häufig ein starker Wind in der Mitte des Tages und Windstille in der Nacht beobachtet werden, namentlich in den wärmeren Monaten, von April bis Oktober.*) Ich bemerke ausdrücklich, daß diese Verhältnisse auch in dem südlichen Teile der Steppe vorwalten bis an den Nordfuß der Gebirge, welche die äußersten Ausläufer des Hindukusch bilden.

Rasche Temperaturschwankungen sind dieser Gegend eigen, die Hauptursache davon ist in der ebenen Gegend vom Eismeer bis hierher zu suchen. Ich habe schon früher darauf hingewiesen, daß auch in Nordamerika, namentlich zwischen dem Felsengebirge und den Apalachen, die Abwesenheit trennender Gebirgszüge

*) Diese Erscheinung ist von vielen Reisenden beschrieben worden, ich verweise unter anderen auf das Buch von M. N. Bogdanow, Skizzen der khiwinischen Oase und der Wüste Kisyl = Kum. Taschkent 1882. (Russ.)

zwischen den Polarmeeren im Norden und dem Mexikanischen Meerbusen im Süden eine der Hauptursachen der großen Schwankung der Temperatur und ihrer Veränderlichkeit ist.

In dem betrachteten Gebiete haben wir eine ununterbrochene Ebene vom Eismeere bis südlich vom 40° N.Br., ja in den Meridianen von Merw und Herat bis zu 36°. Gebiete mit äußerst verschiedener Temperatur sind also durch keine Schranke getrennt.

Ja mehr als das, etwas westlich von Herat ist selbst der Persische Meerbusen durch keine hohen Gebirge von der Turanischen Ebene getrennt; es ist also hier die Möglichkeit eines Luftaustausches in nicht großer Höhe zwischen dem Arktischen und dem Indischen Ozeane gegeben.

Es ist nicht genügend, daß zwischen zwei Gebieten keine trennende Schranke vorhanden sei, damit der Luftaustausch wirklich stattfinde; der Luftdruck muß demselben günstig sein. Hier ist die allgemeine Richtung der Isobaren einem Luftzuflusse vom Norden günstig und zwar in dem größeren Teile des Jahres aus Sibirien, im Sommer aus dem europäischen Rußland. Es walten also abkühlende Wirkungen vor.

Die Reisenden, welche die Steppen Zentralasiens im Sommer bereisten, klagen über die große Hitze, welche sie dort empfunden haben. Jedoch, wenn wir die Verhältnisse der Stationen, die mehrere Jahre gute Beobachtungen lieferten, überblicken, so erscheint die mittlere Temperatur der Sommermonate keineswegs so sehr hoch; am besten zeigt dies ein Vergleich mit den Ebenen des nördlichen Indiens. Ich will zwei Orte, der erste ist in Zentralasien, der zweite in der Ebene des nördlichen Indiens gelegen, vergleichen, der Breiteunterschied ist etwa 10°, die Mitteltemperaturen sind:

	Juni	Juli
Petro-Alexandrowsk	25.9	28.3
Dera-Ismail-Khan	33.9	32.9
Differenz	8.0	4.6

also zu einer Jahreszeit, wo Zentralasien so stark erwärmt ist, hat es doch eine viel niedrigere Temperatur als das nördliche Indien, namentlich im Juni, wo im letzteren noch die Bewölkung

und die Regen des sommerlichen Monsuns die Erwärmung nicht hindern. Es fragt sich jetzt, woher rührt dieser große Unterschied? Es könnte wohl scheinen, daß der Schutz gegen kalte Winde in Indien durch die hohen Gebirge im Norden dieses Landes im Gegensatze zu dem Fehlen jeder Schranke im Norden von Zentralasien dieses Resultat erklären, jedoch, meiner Ansicht nach, nur teilweise. Der Arktische Ozean kann nur in beschränktem Maße die Temperatur in den Steppen Zentralasiens abkühlen, erstens, weil dort der Luftdruck im Sommer nicht hoch ist, zweitens, weil die Luft von diesem Ozeane über eine große Kontinentalfläche streichen und sich dabei bedeutend erwärmen muß.

Die nahen großen Wasserbecken Kaspi und Aral tragen auch das Ihrige bei zur Abkühlung der Sommertemperatur in diesen Steppen und dies desto mehr, weil auch die Windrichtung dazu beiträgt, denn sie ist N.E. und E. im Winter und eher N.W. im Sommer. Die künstliche Bewässerung der Oasen trägt auch viel zur Milderung der Sommerhitze bei: dadurch ist wohl zu erklären, daß Nukuß im Juli 2.6^0 kälter ist als Petro-Alexandrowsk, trotzdem der Unterschied der Breite nur $1.^0$ beträgt Aber Nukuß ist von einer ausgedehnten bewässerten Oase umgeben und außerdem den Sümpfen am unteren Amu-darja benachbart und nicht sehr weit vom Aralsee.

Die sehr kurzen Beobachtungen im Kisyl-Arwat zeigen, daß dort, wo die bewässerte Oase sehr klein, die Temperatur der Sommermonate sehr hoch ist. Wir haben bis jetzt keine Beobachtungen aus dem südlichen Teile der zentralasiatischen Steppe, jedoch wird es bald besser werden und schon seit Februar 1886 besteht eine meteorologische Station in Merw. Sehr wahrscheinlich ist hier der Sommer bedeutend wärmer als weiter im Norden.

Im Winter, Frühling und Herbst sind Luftdruck und auch Winde veränderlicher und außer kalten Winden giebt es natürlich auch warme; jedoch die kalten, namentlich N.E., walten entschieden vor und zwar sind die Winde in diesen Jahreszeiten überhaupt stärker als im Sommer und nicht nur am Tage, sondern auch in der Nacht. Es werden also bedeutende Luftmassen von Sibirien nach Zentralasien bewegt. Da an der Grenze von Zentralasien die Temperatur einige Tage hindurch unter -40^0 sinken kann, auf kurze Zeit selbst auf -50^0, so kann die Kälte in Zentralasien

aus der Nähe bezogen werden. Da so niedrige Temperaturen im südlichen Teile Westsibiriens bei Anticyklonen vorzukommen pflegen, wobei der Luftdruck auf das Meeresniveau reduziert über 800 mm betragen kann, so ist immer ein Gradient nach Zentralasien vorhanden und heftige kalte N.E.-Winde bringen die kalte Luft in die Steppen Zentralasiens und bis an den Nordfuß der Gebirge, welche die Turanische Ebene im Süden begrenzen. Im Dezember 1877, als die Temperatur bei einer Anticyklone im südlichen Westsibirien so tief sank, blies in den Steppen Zentralasiens einige Tage hintereinander ein heftiger N.E. und in Petro-Alexandrowsk am Amu-darja sank die Temperatur auf —31°, in Krasnowodsk an der Westküste des Kaspi (40° N. Br.) auf —22°. Seit dem vorigen Jahre wissen wir, daß auch in Merw und in der Steppe südlich davon die Temperatur auf —15° sinken kann und Schnee zuweilen wochenlang liegt. Gerade südlich von Merw, wo der Murgab und Tedschen aus dem Gebirge heraustreten, fällt mehr Schnee als am mittleren Amu-darja, weil die nahen Gebirge die Luft zum Aufsteigen zwingen. Es ist sehr wahrscheinlich, daß die Januarisotherme von 0° sich in den Steppen Zentralasiens etwa unter 38° N. Br. befindet.

Die Aralo-kaspische Steppe gehört zu den Gegenden, wo der Luftdruck sehr bedeutend vom Winter zum Sommer sinkt. Die hohen Gebirge im S.E. und im S. machen es wahrscheinlich, daß das Zentrum niedrigen Druckes, welches im Sommer die Luft der Umgebung anzieht, sich im südlichen Teile der Steppe befindet, etwa in der Wüste Karakum, zwischen Merw und dem Amudarja. In Zentralasien ist auch im November der Luftdruck hoch, teilweise selbst höher als im Januar und zwar befindet sich im November, wie auch im Oktober, das Zentrum der Anticyklone im Lande selbst, daher ist in diesen Monaten, wenigstens im östlicheren Teile Zentralasiens, die Luft ruhiger als in anderen Monaten, Windstillen sind häufig, Stürme selten. Diese Monate werden als die beste Jahreszeit betrachtet; nur in der Nähe des Kaspischen Meeres ist es verschieden, denn auf diesem Meere ist der Luftdruck niedriger und Zentren von Cyklonen gehen häufig vorbei, so daß Stürme in dieser Jahreszeit nicht selten sind. Sie sind schon seltener am mittleren und unteren Laufe des Amu-darja;

folgende Tabelle giebt eine Übersicht der Windstärke am unteren Amu-darja und an der Grenze Westsibiriens in Met. per Sek.

	Januar		April		Oktober		November	
	a	b	a	b	a	b	a	b
Nukuß (42° N.Br.)	5.0	3.6	5.7	4.0	3.6	2.3	3.9	2.6
Akmollinsk (51° N.Br.)	5.1	4.4	6.2	5.1	6.2	3.8	6.8	6.0

In dem nördlichen Teile der Steppe ist die Windstärke am kleinsten im Januar, also schon fast ganz sibirische Verhältnisse, und am stärksten im Oktober und November d. h. in den Monaten, wo die Windstärke am kleinsten ist weiter im Süden, und im April, wo die Windstärke auch im Süden bedeutend ist.

In einem Lande, wo im Jahre nur 6—7 cm Wasser fällt (die Beobachtungen wurden am Amu-darja gemacht, in der Wüste fällt wohl noch weniger Wasser), ist es natürlich, daß die wilde Vegetation besonders organisiert sein muß, um womöglich wenig Wasser zu gebrauchen und die kleine Quantität Wasser möglichst gut auszunutzen. Dies wird teilweise dadurch erreicht, daß die Blattfläche bis zum äußersten vermindert ist. Diese Verhältnisse sind schon von vielen wissenschaftlichen Reisenden beschrieben worden, von denen ich besonders Borschtschow erwähnen will. Das Wasser wird auch durch den Sand vor Verdunstung geschützt und oft findet sich gerade auf den Sandsteppen mehr Vegetation als auf den benachbarten Lehmsteppen, auf welchen das Wasser schneller verdunstet. Jedoch sind die Sandflächen, besonders die Sandhügel, Barchane, für uns dadurch besonders wichtig, daß sie die Richtung des Windes anzeigen, welche am meisten vorwaltet.

In den Aralo-kaspischen Steppen, südlich vom 46° N.Br., weist die Richtung der Barchane überall auf N.E.-Winde.

Acker- und Gartenbau sind natürlich ohne künstliche Bewässerung unmöglich, diese ist aber auch in Zentralasien seit sehr alten Zeiten im großen angewandt worden. In der Nähe der Gebirge hat man dazu Bäche benutzt, auf der Ebene war dies natürlich nur mit Hilfe größerer Flüsse möglich. Die wichtigste dieser

*) a Windstärke um 1 p. m., b Windstärke um 7 a. m. und 9 p. m.

durch die Menschen geschaffenen Oasen in der Wüste ist die Chiwinische, welche von dem Amu-darja bewässert wird. Dieser Fluß hat wie die anderen, die aus dem Thianschan und den Pamirbergen kommen, sein Hochwasser im Sommer zur Zeit der Schneeschmelze im Gebirge. Dohrandt und Schmidt haben berechnet, daß in dieser Oase die künstliche Bewässerung eine Wasserschicht von etwa 65 cm. in Anspruch nimmt, also neunmal mehr als die Niederschläge.

Der Amu-darja ist in der letzten Zeit ziemlich gut erforscht worden, unter anderem auch die durchfließende Wassermenge von Leutnant Zubow. Aus zwei vollen Jahren Beobachtung in Nukuß schließt er, das hier im Jahre etwa 51 km ^{3} durchfließt, also etwa $^1/_6$ des Wassers der Wolga bei der Alexanderbrücke von Syfran; etwa $^1/_7$ des Wassers (7 km. ^{3}) wird auf die Bewässerung der Oase Chiwa verwandt, was dadurch erleichtert wird, daß das Hochwasser im Sommer auftritt. Mehr als $^1/_2$ der durchfließenden Wassermenge ($18^1/_3$ km ^{3}) kommt im Juli und August.

Der Syr-darja führt nach Zubow, je nach den Jahreszeiten, $^1/_5$ bis $^2/_5$ des Wassers des Amu-darja. Der Unterschied der Wassermasse der beiden Flüsse wird dadurch vergrößert, daß am oberen Laufe des Syr-darja, namentlich in Ferghana, eine dichtere Bevölkerung lebt und mehr Wasser für ihre Felder und Gärten gebraucht.

Die Oase Khiwa ist eins der besten Beispiele der Beeinflussung des Klimas durch den Menschen; durch die Verdunstung der großen Wassermengen auf den Feldern und Gärten wird die Hitze und Trockenheit gemildert, und da die Ufer jedes Aryk (Bewässerungskanals) mit einigen Reihen Bäumen bepflanzt sind, so wird auch dadurch die Stärke des Windes bedeutend vermindert, die Verdunstung wird kleiner, die Luft feuchter, weil das verdunstete Wasser nicht gleich von dem Winde weggeführt wird.

Ich gehe jetzt zu den östlicheren hügeligen und gebirgigen Teilen Zentralasiens über. Auf dem alten Kontinente sinkt im ganzen die Temperatur des Jahres und des Winters von W. nach E. und ist am niedrigsten in einiger Entfernung vom Stillen Ozeane. Zentralasien macht eine Ausnahme von der allgemeinen

Regel. Hier sind die östlicheren Teile bedeutend wärmer als die westlichen, so z. B. ist die Mitteltemperatur in:

	Jahr	Januar	Juli
Petro-Alexandrowsk (100 m üb. d. M.-N.)	$12._2$	$-4._7$	$28._3$
Taschkent (450 m üb. d. M.-N.)	$13._1$	$-1._7$	$26._8$

Es ist also zu sehen, daß in Taschkent, welches in derselben Breite, aber 350 m höher liegt als Petro-Alexandrowsk, das Jahr um 1°, der Januar selbst um 3° wärmer ist, als am ersteren Orte; die Ursache ist jedenfalls in dem Schutze der Gebirge gegen die kalten Nordwinde zu suchen. In Ferghana ist wahrscheinlich die Temperatur noch höher, die Beobachtungen sind zu kurz, um dies zu entscheiden. Außer der höheren Temperatur ist noch ein anderer Umstand zu bemerken: in Taschkent sind die Winde viel schwächer. Dies ist jedenfalls auch dem Schutze der Gebirge zuzuschreiben, dann auch dem Umstande, daß Taschkent schon etwas abseits liegt von den Hauptbahnen derjenigen Windströme, welche den Luftaustausch zwischen Sibirien und den südlichen Steppen Zentralasiens vermitteln.

Nach den Aussagen der Reisenden ist die schönste der Oasen Zentralasiens Ferghana, ein breites, eiförmiges Thal, am Naryn, dem oberen Laufe des Syr-darja, zwischen hohen Schneegebirgen im N. und S. Gegen Khodjend, d. h. gegen W., wird das Thal etwas enger, aber doch bleibt eine ziemlich breite Öffnung, und von hier aus kommen die vorwaltenden Winde, namentlich im Sommer, wo sie zuweilen recht stark sind. Sie sind warm und trocken, weil sie aus der Wüste kommen und sie füllen die Luft mit Staubteilchen, welche jedenfalls die nächtliche Wärmestrahlung erheblich vermindern. Es sind also keine Föhne, letztere treten auch zuweilen in Ferghana auf, und zwar von S. In den kälteren Monaten des Jahres, wenn in Zentralasien N.-E.-Winde vorwalten, ist Ferghana durch seinen Bergkranz sehr gut dagegen geschützt und die Winde sind dann schwach. In einigen Wintern, wenn auch selten, wenn ziemlich viel Schnee gefallen ist, und dann Anticyklonen eintreten, herrscht ziemlich lange eine niedrige Temperatur in Ferghana. So war es im Winter 1881—82, wo sechs Wochen lang gute Schlittenbahn

war und viele Fruchtbäume erfroren. Jedenfalls ist es hier eine an Ort und Stelle entstandene Kälte, nicht eine von weitem hergebrachte, wie am Amu-darja. So ist denn die Kälte auf die eigentlichen Wintermonate beschränkt und der Frühling ist wärmer als in derselben Breite bei Taschkent und am Amu-darja. Namentlich ist die Seltenheit großer Temperaturschwankungen und Spätfröste im Frühling bemerkbar; selbst im März sind sie selten, während zu dieser Zeit in Taschkent Minima von —10° vorkommen.

In der Umgegend von Taschkent, wie auch in Ferghana, fällt viel mehr Regen als am mittleren und unteren Laufe des Amu-darja, 30 cm und mehr im Jahre. Die Verteilung auf die Monate ist nahezu dieselbe wie dort, der Sommer ist fast regenlos, die größte Menge fällt im März und dann im Dezember. In den etwas höher gelegenen Teilen von Ferghana von 1000 m an, wo Regen überhaupt ergiebiger sind und länger in den Frühling hinein dauern, wird schon ziemlich viel Bodenkultur ohne künstliche Bewässerung getrieben.

Auch die Bewölkung ist in den westlichen Steppen und in den östlichen Thälern und Abhängen Zentralasiens, ihrer jährlichen Periode nach, nicht erheblich verschieden; die größte wird in den Wintermonaten beobachtet, die kleinste im Sommer, namentlich im August. Jedoch äußert sich in Ferghana der Einfluß der Gebirge schon darin, daß die Mittel aller Monate etwas höher sind als in Taschkent und am Amu-darja. Das Jahresmittel ist in Marghelan (Ferghana) 42, in Taschkent 35, in Petro-Alexandrowsk und Nukuß 34.

Das Thianschansystem ist so hoch, so weit verzweigt und ausgedehnt, daß das Klima dieses Gebirges eine besondere Beachtung verdient. Leider sind wir bis jetzt auf Beschreibungen und ganz kurze Beobachtungen der Reisenden beschränkt. Auf den West- nnd Nordabhängen dieses Gebirges fallen bedeutende Schneemengen im Winter, teilweise auch im Frühling und Herbst. Die nördlicheren Teile dieses Gebirges, wie die Alexanderkette im W. des Sees Issikkul und der Transilenische Alatau, erheben sich sehr steil über der Steppe. In vieler Hinsicht besteht Ähnlichkeit mit den Felsengebirgen Nordamerikas, die unteren Abhänge sind waldlos, die Wälder fangen etwa in 5000′ (1500 m) an und reichen etwa bis 10000′ (3000 m); nach Sewerzow ist

im Thianschan die Region der Tanne (Picea) zugleich die Region der Schneewolken. Oft sah er von der Steppe aus an einem schönen Wintertage sehr deutlich den untern und den oberen Teil des Gebirges, aber über der Tannenregion hingen niedrige Wolken; so war z. B. die Aussicht auf die Alexanderkette, zwischen der Buam-Schlucht und dem Flusse Ala-Artscha.

Die Tanne wächst nur da, wo im Winter tiefer Schnee fällt, aber sie wirkt ihrerseits darauf, daß die Schneemenge vergrößert und gleichmäßiger verteilt wird. An dem Waldrande sammeln sich große Schneemengen während der Schneestürme. Sewerzow ist der Meinung, daß es sehr schwer ist, daß der Wald sich erneuert, nachdem er gänzlich abgehauen oder verbrannt ist, denn die Tanne erfordert viel Schnee im Winter und außerhalb des Waldes hält sich der Schnee nicht.

Es giebt überhaupt viel mehr Wald auf den Nordabhängen der Gebirge, wo der Schnee langsamer taut. Da die Schneewolken hier meistens nicht über 3000 m reichen, so schützen die äußeren höheren Ketten die inneren Teile des Gebirges vor großen Schneefällen und in Höhen von 1500 bis 3000 m giebt es dort sehr wenig Schnee auch im Winter, z. B. am Flusse Karagodschur, südlich vom Issikkul; die Kirgisen wählen solche Orte für ihren Winteraufenthalt, weil das Vieh hier gute Weide hat. Jedoch solche schneearme Gegenden giebt es auch in größeren Höhen bis zu 3600 m, so z. B. zwischen dem Naryn und Issikkul. Hier giebt es Thäler und Abhänge, die im Winter fast schneefrei sind und vor kalten Winden Schutz haben. Durch das breite Thal der mittleren Naryn dringen die Schneewolken auch in das Innere des Thianschan, unter anderem auch östlich vom Issikkul.

Im Sommer sind die Wolken bedeutend höher und daher fallen ergiebigere Regen auch dort, wo im Winter kein Schnee ist. Dies ist einem üppigen Graswuchse und dem Reichtume an Quellen günstig. Hier und da giebt es schon russische Kolonisten in dieser Gegend, der Sommer ist so warm, daß bei 7000′ (2100 m) Weizen reift, also ist es wahrscheinlich, daß die Himalaya-Gerste bis zu 3000 m reifen könnte. Künstliche Bewässerung ist hier nicht nötig.

Nördlich vom Thianschan in den Thälern und auf den Ab-

hängen am Ili (z. B. Wjernoje) ist der Winter rauh, doch aber nicht so wie im südlichen Westsibirien, und die Frostzeit ist nicht lang. Die Regenmenge ist ziemlich bedeutend (52 cm), aber da nur 31% dieser Menge von Mai bis August fällt, so ist die künstliche Bewässerung schon im Gebrauch und Wasser dazu ist in Überfluß vorhanden, denn im Gebirge fällt viel Schnee und Regen. In den Thälern und auf den Abhängen unterhalb der Tannenregion sind ganze Wälder von Aprikosen und auch der Weinstock wird kultiviert. Die Provinz Kuldscha am oberen Ili befindet sich in ähnlichen Verhältnissen und der Ili führt so viel Wasser, daß eine bedeutende Menge sich noch in den Balkaschsee ergießt.

Das oben Bemerkte gilt für den nördlichen Teil des Thianschansystems, weiter nach Süden sind die Verhältnisse in der Hinsicht verschieden, daß das Klima wärmer, die absolute Feuchtigkeit größer und die Schneewolken höher sind als im Norden. Wahrscheinlich ist auch die Schneemenge hier bedeutender. Wäre das letztere nicht der Fall, so könnten die großen Gletscher nicht existieren, welche im Alaï, Transalaï und den Gebirgen südlich von Ferghana vorhanden sind.*)

Die Möglichkeit bedeutender Schneemassen auf größeren Höhen als im nördlichen Thianschan, d. h. über 3000 m, ist schon daraus zu ersehen, daß in Samarkand bei derselben Meereshöhe wie Wjernoje der Winter um 10^0 wärmer ist, daher muß hier die Region ergiebigen Schneefalls höher anfangen und höher enden als im Norden. Auch die Verhältnisse des Amudarja zeigen, daß viel Schnee im Gebirge fallen muß, um einem mächtigen Flusse Wasser zu geben, welcher in seinem Mittel- und Unterlaufe keinen einzigen Zufluß erhält und viel Wasser durch Verdunstung und Bewässerungskanäle verliert. Auch die Zeit des Hochwassers des Amu-darja und die Regelmäßigkeit seines Eintritts zeigt, daß es der Schneeschmelze seinen Ursprung verdankt. Nach besonders schneereichen Wintern hat der Amu-

*) Der Thianschan ist in den letzten Jahren von vielen russischen wissenschaftlichen Reisenden besucht worden, namentlich von Fedschenko, Sewerzow, Muschketow und Oschanin, auf deren Werke ich für weitere Nachrichten verweise.

darja verheerende Überschwemmungen, so z. B. im Sommer 1878 nach dem schneereichen Winter 1877—78.

Nach den allgemeinen Verhältnissen Zentralasiens zu urteilen, muß im südlichen Thianschan weniger Regen fallen als im nördlichen, und jedenfalls das Gebiet ergiebigen Regenfalls im Sommer höher liegen.

Das große Pamirplateau, das „Dach der Welt", ist in den letzten Jahren von russischen Reisenden erforscht worden. Namentlich sind die Reisen von Sewerzow, Muschketow und im Jahre 1883 die große Pamirexpedition von Putjata, Iwanow und Benderski zu erwähnen. Im Sommer und Herbst ist hier die Luft äußerst trocken und die tägliche Amplitude der Temperatur mit derjenigen von Tibet die größte bis jetzt auf der Erde bekannte. In Zentralasien ist diese überhaupt groß, aber auf dem Pamir noch mehr als in den Niederungen.

Ich habe schon früher der Gletscher des Thianschan erwähnt; sie sind sehr wenig erforscht, mit Ausnahme des Zaräfschan-Gletschers.*) Muschketow fand sichere Zeichen der Abnahme dieses Gletschers und nach allem, was wir von den anderen Gletschern Zentralasiens wissen, sind diese auch im Rückzuge. Auch die Alpengletscher zogen sich fast alle in den letzten 30 Jahren zurück. Jedoch ist wahrscheinlich in Zentralasien seit einer längeren Zeit, der Rückgang der Gletscher ein ununterbrochener. Viele andere Thatsachen deuten darauf, daß es sich um eine allgemeine Abnahme der Gewässer handelt, da auch z. B. die Seen an Umfang und Wasserhöhe abnehmen. Ich habe schon im Kap. 30 auf die Abnahme des Wassers in den Seen des südlichen Teiles von Westsibirien hingewiesen. Auch in anderen Teilen von Asien ist eine Austrocknung bemerkt worden, ich brauche nur das große Werk von Richthofen über China zu erwähnen.

Am Fuße des Alaï befindet sich das Thal des Zaräfschan, wie Ferghana eine zwischen zwei hohen Bergketten gelegene Oase. Hier ist, wegen der niedrigeren Breite und des guten Schutzes gegen kalte Winde, das Klima bedeutend wärmer als in Taschkent, namentlich im Winter, Frühling und Herbst, die Periode der Bewölkung und der Regen ist dieselbe.

*) Reisebericht von Muschketow s. Iswestija der K. Russ. Geogr. Ges. 1881.

Über die Länder südlich von Russisch-Turkestan bis zum Persischen Meerbusen und dem Indischen Ozean, sind unsere Kenntnisse noch sehr spärlich. Daß sie im ganzen zu den trockneren Gegenden der Erde gehören, ist sicher. Das sogenannte afghanische Turkestan zwischen dem Hindukusch und dem Mittellaufe des Amu-darja hat zum großen Teile dasselbe Klima wie Russisch-Turkestan, im eigentlichen Afghanistan, wenigstens im größeren Teile desselben, sind die Regen spärlich, die natürliche Vegetation ärmlich, nur einige Teile des Gebirges machen eine teilweise Ausnahme. Es regnet, wie in Turkestan, hauptsächlich in den kühleren Monaten. Beludschistan gehört schon zur Region der indischen Monsune, aber die Sommerregen sind spärlich und unregelmäßig wie auch in Sind. Wie in letzterem Lande giebt es auch spärliche Winterregen.

In Nukuß am Amu-darja sind während eines Jahres von der wissenschaftlichen Expedition der Russischen Geographischen Gesellschaft ausgezeichnete meteorologische Beobachtungen gemacht. Auf Tab. XXIII sind die Resultate für sechs meteorologische Elemente graphisch dargestellt. Dieses Blatt bietet eine gute Gelegenheit, den täglichen Gang dieser Elemente zu vergleichen bei hoher Temperatur und trockener Luft, also bei Verhältnissen, welche einer großen täglichen Amplitude der Temperatur und der relativen Feuchtigkeit günstig sind und es ist zu sehen, daß die Amplitude der Temperatur über 13° beträgt, die relative Feuchtigkeit aber von 72% am frühen Morgen, auf 29% am Nachmittage abnimmt. Diesen Verhältnissen gemäß hat der Dunstdruck sein Minimum in den frühen Nachmittagsstunden. Auf demselben Blatte sind die täglichen Änderungen derselben meteorologischen Elemente in Batavia auf der Insel Java im Januar dargestellt. Die Menge der erhaltenen Sonnenwärme im Januar in Batavia und im Juli in Nukuß ist nahezu dieselbe, ebenso auch die Mitteltemperatur; aber die täglichen Änderungen sind sehr verschieden: in Batavia ist diejenige des Luftdrucks größer, die anderen aber viel kleiner als in Nukuß; der Dunstdruck zeigt sogar eine ganz verschiedene Periode, denn es ist auch keine Abnahme in den Nachmittagsstunden zu sehen, das Minimum ist früh morgens, das Maximum ist gegen Sonnenuntergang.

Kapitel 33.

Hochasien.

Südöstlich vom Thianschan und östlich vom Pamirplateau sind wir in einem Gebiete, welches von dem gewöhnlich so genannten Zentralasien, oder von der Kaspiniederung mit den umrahmenden Gebirgen ziemlich wesentlich verschieden ist; und zwar nicht nur dadurch, daß es hier keine eigentlichen Ebenen, sondern nur Hochebenen giebt, sondern auch in klimatischer Hinsicht. Das gewaltig große Gebiet, welches ich hier zu betrachten habe und welches sich von W. nach E. vom Pamir bis zu den westlichen Randgebirgen Chinas erstreckt; von N. nach S. vom Altai und Sajan bis zum Himalaya, begreift die höchsten Plateaus und die höchsten Gebirge unserer Erde. Daß bei so großem Unterschiede in der Breite und Höhe hier sehr große Unterschiede in der Temperatur vorkommen, ist klar; jedoch es giebt, trotz der enormen Ausdehnung, trotz der wechselnden Höhe, einige gemeinsame Züge auf diesem Gebiete, d. i. hauptsächlich die intensive Trockenheit der Luft und die sehr kleine Regenmenge; und zwar in dem westlichen Teile das ganze Jahr hindurch, in den östlichen Teilen, in einigen Gebieten derselben wenigstens, mit Ausnahme des Sommers. Dies giebt Ursache zu einer Zweiteilung der Region, in eine westliche, sehr trockene und in eine östliche etwas weniger trockene. Auch ist zu bemerken, daß in der ganzen Region die Wintermonate eine Temperatur unter 0° haben, weil im Süden die Höhe besonders groß ist.

Diese Region ist so ausgedehnt, daß ich am besten die einzelnen Teile derselben besonders betrachte. In dem westlichen Teile der Hochebene von Ost-Turkestan sind von einer englischen Expedition Beobachtungen in Jarkand und Kaschgar gemacht worden und von Blanford einer sorgfältigen Bearbeitung unterzogen.*)

Die Ebene, auf welcher diese Städte erbaut sind, trägt, so weit sie nicht bewässert wird, den Charakter einer Wüste. Alle Ansiedlungen drängen sich an den Flüssen zusammen, die von den Gebirgen in breiten sandigen Betten herabströmen und sich später in der Wüste selbst oder in den Binnenseen verlieren. Im Winter fast wasserlos und überfroren, schwellen diese Flüsse im Sommer durch die Schneeschmelze in den Gebirgen sehr stark an; der Jarkandfluß z. B. bildet dann einen nahezu 1 km breiten Strom.

Der trockene Boden dieser Wüsten erfüllt unter dem Einfluß der Winde die Luft fortwährend mit Staub, die Ablagerungen desselben von 10′ bis 80′ Mächtigkeit bilden ein „sub-aerial deposit", vollkommen von der Natur unseres Löß.

Dr. Henderson sagt: „Auf der Ebene von Jarkand hatten wir einen dichten Nebel, hervorgebracht durch feinen in der Luft schwebenden Staub. Die Aussicht war so beschränkt, daß sehr oft Berge in fünf miles Entfernung kaum sichtbar waren, und es erwuchs hieraus eine große Schwierigkeit in der Beurteilung des Charakters des durchwanderten Landes." Herr Bellew endlich sagt über die Ursache dieses Staubnebels: „Während der Frühlings- und Sommermonate herrschen N. und N.W.-Winde vor. Diese wehen mit beträchtlicher Stärke und Beständigkeit viele Tage hindurch. So wie sie über die Oberfläche der Ebene hinwegstreichen, heben sie den feinen Detritus, der dieselbe bedeckt, auf, erfüllen die Luft mit feinem Staub und erzeugen eine Trübung gleich jener eines November-Nebels."

Die Temperatur-Extreme des Jahres zu Jarkand waren: Minimum -15 bis 20^0 C., im Mittel -17.9^0, Maximum -39.4^0 am 11. Juli 1875. Obwohl die jährliche Amplitude der Temperatur

*) The Meteorology and Climate of Jarkand and Kaschgar. Indian Meteorological Memoirs. Vol I. Part. I. Calcutta 1876. Referat in Zeit. f. Met. Bd. XII, S. 346.

somit ziemlich groß ist, sind doch starke und plötzliche Wärmewechsel selten, die Veränderlichkeit der Temperatur ist, wohl infolge der Umschließung der Ebenen Ost-Turkestans durch die höchsten Gebirgsketten der Erde, eine geringe. Besonders im Dezember war die Gleichförmigkeit der Temperatur Tag für Tag eine bemerkenswerte Erscheinung.

Die mittlere tägliche Wärmeschwankung ist nicht größer als in Ober-Indien, was wohl von der Trübung des Himmels abhängen mag. Sie kann im Jahresmittel auf $14^1/_2{}^0$ geschätzt werden.

Häufigkeit der Winde in Prozenten.

	N.	N.E.	E.	S.E.	S.	S.W.	W.	N.W.
Oktober bis Februar	14	16	19	7	1	2	25	16
März bis Juli	13	5	3	14	8	3	17	37

Die relative Feuchtigkeit ist am größten im Dezember, sie erreichte in Kaschgar 84%. Sie vermindert sich dann rasch bis zum April und Mai, wo sie auf 29 bis 32% herabsinkt, dann steigt sie wieder. Die Ursache dürften die Winde sein, welche dann häufiger über künstlich bewässerten Boden in Jarkand anlangen und deshalb mehr Feuchtigkeit bringen.

Schneefall ist nicht angemerkt in Dr. Scullys Register. Meßbarer Regen fiel zweimal im März, einmal im Mai und Juni und viermal im Juli, die totale Regenmenge erreichte aber nur 13.2 mm.

Aus allem geht hervor, sagt Blanford, daß das Klima Kaschgariens in hohem Maße unabhängig ist von dem des umgebenden Kontinents, daß es jedoch sonst mehr mit Nord-Asien als mit dem Indischen Monsungebiet Beziehungen hat. Die beiden Gebiete mit hohem Druck im Winter und niedrigem im Sommer in Indien und Inner-Asien sind unabhängig von einander und ebenso die Luftströmungen, welche sie erzeugen. Indien hat sein eigenes Regime der Winde und Inner-Asien ebenso.

Dr. Bellew sagt über den Charakter der Jahreszeiten zu Kaschgar: „Der Winter (cish) ist eine stille kalte Zeit, mit mehr oder weniger bedecktem Himmel und einer selten durch Winde aufgeregten Atmosphäre. Der Frühling (arta-yáz) entwickelt sich rasch aus dem Winter und geht gegen Ende plötzlich in den Sommer über.

Die Vegetation zeigt keine Lebenszeichen bis zur Mitte des März, wo die Weide ihre Blätter zu entfalten beginnt und sich in den Lüften wiegt, welche die Winterwolken vertreiben, die nun dem Staubdunst Platz machen, der allmählich während des nächsten Monats von der Atmosphäre Besitz ergreift und gegen Ende dieser Jahreszeit die Luft so verdunkelt, daß er die Berge und die Umgebung völlig verhüllt. Im Sommer (yàz) bilden sich häufige Wirbelwinde über der Ebene und Staubsäulen; keine Regenstürme, wohl aber Sandstürme mit Donner und elektrischen Entladungen, treten gelegentlich auf. Sie hellen die Atmosphäre auf und sind von kurzen Windstillen gefolgt, gelegentlich auch von einem leichten Regenschauer.

Der Herbst (kúz) ist eine mehr oder minder stille Jahreszeit gleich dem Winter, eingeleitet durch N.W.-Brisen, welche den Sommerstaub zerteilen und die Trockenheit der Luft brechen, durch den Einfluß der Feuchtigkeit der Wolken, welche allmählich von dem Winterhimmel Besitz ergreifen.

Der mittlere und östliche Teil dieser ausgedehnten Hochebene wurde von Prjewalsky zweimal besucht, wobei er den geheimnisvollen See Lob Nor besuchte. Leider sind die meteorologischen Tagebücher seiner zweiten und dritten Reise noch nicht gedruckt, wir haben nur allgemeine Beschreibungen in seinen Reiseberichten. Von November bis Februar wurde in der Stadt Kurlä am Südfuße des östlichen Thianchan und auf der Reise nach dem Lob Nor verbracht, der Himmel war meistens klar, die Winde selten stark, vorwaltend von N.E., Windstillen ziemlich häufig, die Temperatur, wenn auch bedeutend unter 0°, aber doch viel höher als in derselben Breite und Meereshöhe in der Mongolei, Schnee war äußerst wenig zu sehen. In der zweiten Hälfte des Februar und im März waren am unteren Tarim und Lob Nor auch nur selten Staubstürme, aber wenn sie vorkamen, so war es immer bei N.E.-Winden. Auf seiner vierten Reise kam Prjewalsky von Osten her in den südlichen Teil des Plateaus. Er entdeckte hier eine sehr hohe Bergkette, welche er Kiria-Gebirge nannte und welche ziemlich bedeutende Mengen Schnee und große Gletscher besaß. Während es in den Oasen am Fuße des Gebirges im Juli, August und September fast gar nicht regnete, fielen im Gebirge fast jeden Tag Regen. Es

sind über die Ursachen dieser Regen verschiedene Meinungen möglich: einerseits kann der Wasserdampf durch die N.W.-Winde gebracht werden, welche zu dieser Jahreszeit vorwalten und die Dämpfe von den bewässerten Oasen zum Gebirge bringen, wo sie dann aufsteigen und kondensiert werden. Nicht ganz ausgeschlossen ist auch eine andere Möglichkeit, daß der Wasserdampf von Indien über die Gebirge kommt, wie dies von Prjewalsky für das nordöstliche Tibet bewiesen ist.

Im SSW. von dem betrachteten Gebiete liegt im oberen Indus-Thale zwischen Himalaya und Karakorum, den zwei gewaltigsten Gebirgen der Erde, die hohe Station Leh, wo schon Beobachtungen seit mehreren Jahren gemacht werden. Hier ist die Lufttrockenheit sehr groß und die täglichen Schwankungen in der Temperatur auch im Sommer bedeutend. Die tägliche Periode des Luftdrucks zeigt auch eine große Amplitude und ist auf Tabelle IV. dargestellt. Bemerkenswert ist hier das Fehlen der nächtlichen Schwankung in den Sommermonaten. Trotz der Trockenheit im Thale hat der Karakorum gewaltige Gletscher und zwar ist daran wohl nicht zu zweifeln, daß die Dämpfe, welche in diesem Gebirge kondensiert werden, von Süden kommen; denn hier ist der Himalaya bei weitem nicht so hoch, wie im Südosten, so daß die in großen Höhen herrschenden S.-Winde im Winter und Sommer zu Niederschlägen Ursache geben können.

Östlich von dem hier betrachteten Gebiete Ladak oder West-Tibet liegt das eigentliche oder große Tibet, die höchste Massenerhebung unserer Erde. Die Reisen Prjewalskys haben bewiesen, daß es sich viel weiter nach Norden ausdehnt als man früher vermutete, denn es fängt in einer kleinen Entfernung vom Lob Nor an. Prjewalsky hat auf seiner ersten, dritten und vierten Reise den nordöstlichen Teil dieses gewaltigen Plateaus besucht. Ich entnehme dem Berichte über seine dritte Reise einige Nachrichten:

Wegen der Höhe ist natürlich die Temperatur niedrig und zwar wird der Einfluß der Höhe noch dadurch vergrößert, daß die Gebirge im Süden die warmen Winde abhalten, während im Norden die Gebirge sich sehr wenig über das Plateau erheben. Im Winter wurden Temperaturminima von unter -30^0 beobachtet, ja die Mitteltemperatur ist sehr niedrig. Wenn auch die Kälte im nördlichen Tibet bedeutend ist, sind

doch die Minima nicht so niedrig als in der Gobi. Bei der enormen Höhe des Plateaus, der Entfernung vom sibirischen Kältepol und dem teilweisen Schutze von Gebirgen wird wohl die Kälte an Ort und Stelle durch Strahlung erzeugt. Die unperiodischen Änderungen sind nicht bedeutend.

Die Temperaturbeobachtungen in Tibet scheinen mir ein solches Interesse zu haben, daß ich mich entschloß, sie zu berechnen, nach den Beobachtungen auf der ersten Reise Prjewalskys. Freilich änderte sich die Höhe während der Reise, daher ich die hier mitgeteilten Zahlen nur als eine rohe Annäherung gelten lasse. Die mittlere Höhe ist etwa zu 4400 Meter anzunehmen.

	8.h Morg.	1.h Nachm.	8.h Abd.	Mittel. (8+8):2
7. bis 31. Dezember	$-21._{81}$	$-4._{52}$	$-16._{58}$	$-19._{19}$
Januar	$-20._{75}$	$-6._{82}$	$-16._{08}$	$-18._{42}$
1. bis 19. Februar .	$-18._{37}$	$-4._{70}$	$-14._{62}$	$-16._{50}$

	Korrigiert*)	Mittel (8+1+8) 3	Absolutes**) Min.	Max.
7. bis 31. Dezember	$-18._0$	$-14._{30}$	$-29._0$	$1._0$
Januar	$-17._1$	$-14._{55}$	$-30._9$	$1._2$
1. bis 19. Februar .	$-15._2$	$-12._{56}$	$-28._5$	$2._7$

Die tägliche Schwankung ist sehr groß, wie aus dieser Tabelle zu ersehen, und das Mittel aus (8+8):2 wird wohl zu niedrig ausfallen, denn die angebrachte Korrektion, nach weniger extremen Klimaten bestimmt, ist zu klein.

Kleinere Gewässer gefrieren Ende Oktober, die größeren erst im November. Über die anderen Jahreszeiten konnte er zu der Zeit nur mündliche Erkundigungen einziehen und zwar sollen

*) Nach Köppen, siehe Repertorium für Meteorologie. Bd. III. Ich habe die am nächsten stehende Korrektion für 41° N. Br. und 118° östliche Länge genommen.

**) Beobachtungen um Sonnenaufgang, 8 Uhr morgens, 1 Uhr nachmittags, 8 Uhr abends. Kein Minimumthermometer.

Nachtfröste in allen Sommermonaten vorkommen und die Temperatur dieser Jahreszeit sich durch große Veränderlichkeit auszeichnen. Bei Windstille oder bei schwachen Winden erhitzt sich die untere Luftschicht bedeutend, aber es wird gleich wieder kalt, sobald ein stärkerer Wind sich erhebt oder eine Wolke erscheint. Der Herbst ist die beste Jahreszeit, dann ist der Himmel meistens klar, die Temperatur ist ziemlich warm und Stürme relativ selten.

Die letzteren sind eine sehr charakteristische Eigentümlichkeit Tibets und überhaupt der Hochländer Inner-Asiens. Die Stürme sind besonders häufig im Frühling, sie kommen fast ausschließlich von W. und fangen gegen Mittag an, um gegen Sonnenuntergang zu enden. Die Stärke der tibetanischen Stürme ist sehr groß. Nach den Aussagen der Eingeborenen sollen sie besonders häufig sein von Februar bis Mai oder Juni.

Die Stärke der Stürme Tibets ist sehr bedeutend, nicht nur erfüllen sie die Luft mit Sand und Staub, sondern sie sind im stande, kleine Steine zu bewegen. Ihre geologische Wirkung ist nicht gering zu achten, sie sind im stande gewesen, zusammen mit den Fröſten des Winters und den Regen des Sommers, die Konfiguration des Landes bedeutend zu verändern.

Dem ersten Reiseberichte Prjewalskys entnehme ich einige Nachrichten über den Schneefall und die Schneebedeckung im nördlichen Tibet:

„Die zwei Monate, welche wir auf dem Plateau des nördlichen Tibet zubrachten, waren charakterisiert durch Fröste, Schneemangel und Staubstürme. Schnee fiel selten und nicht stark, dabei war er immer fein und trocken wie Staub. Der nächste Sturm verwehte den gefallenen Schnee, mischte ihn mit Sand und Staub und dann taute er bald an der Sonne. Überhaupt bedeckten sich während des ganzen Winters die Wüsten Tibets selten mit Schnee. Sogar auf hohen Berggipfeln lag er in kleinen Mengen und nur auf den Nordabhängen."

„Trotz seiner großen Höhe (die höchste Spitze erhebt sich noch 300 Meter über die Paßhöhe) erreicht der Burchan-Budda nirgends die Schneelinie. Anfangs Dezember fanden wir sehr wenig Schnee, nur etliche Zoll, und dies nur auf den nördlichen Abhängen der Kette und der höchsten Spitzen. Dasselbe fanden

wir auf dem Rückwege; ungeschmolzener Schnee war auch in vor der Sonne geschützten Schluchten nicht zu finden. Die Ursache ist darin zu suchen, daß die Berge sich nur unbedeutend über ihren südlichen Fuß erheben. Die Wüsten erhitzen sich im Sommer ziemlich stark und die warme Luft von dort verdrängt den Schnee. Ferner fällt im Winter wenig Schnee. Der Frühling ist reicher an Schnee, aber dann schmilzt er bald an der Sonne und kann keine Masse bilden, welche im stande wäre, den ganzen Sommer über zu bleiben."

Während seiner ersten und dritten Reise, als Prjewalsky Tibet im Spätherbst und Winter besuchte, sah er einen großen Kontrast zwischen der herrschenden Trockenheit und vielen Anzeichen, welche auf zeitweilige ergiebige Niederschläge deuteten. Es war viel Wasser vorhanden, in Form von Seen, Flüssen, Bächen und Morästen (jedoch einige der letzteren waren im Winter ganz trocken). Auch ziemlich unbedeutende Flüsse hatten ein großes Überschwemmungsgebiet. Nach mündlichen Erkundigungen sollten im Sommer sehr häufige und ergiebige Regen fallen. Auf seiner vierten Reise, während welcher er das nördliche Tibet im Sommer besuchte, konnte Prjewalsky diese Aussagen vollständig bestätigen. Er hatte sehr von den häufigen Regen und der beständigen Luftfeuchtigkeit zu leiden.*) Wie kommen diese ergiebigen Regen zu stande?

Prjewalsky betrachtet die Luftströmung aus W., welche in dem nördlichen Tibet so viel Regen bringt, als eine direkte Fortsetzung des indischen S.W.-Monsuns. Ich gehe nicht so weit und zwar darum, weil der sommerliche feuchte Monsun in den Ebenen Indiens, am Fuße des Himalaya, nicht die Richtung von S.W., sondern von S. E. hat. Jedenfalls aber ist eine gewisse Beeinflussung Tibets von Indien im Sommer nicht zu leugnen. Die Sache verhält sich etwa so: schon in den Stationen des Himalaya von über 2000 Meter Höhe steigt die Temperatur bis zur Mitte des Sommers und hat nicht ihre größte Höhe im Mai oder Juni, wie in der unteren Region. Noch mehr wird dies wohl für die größeren Höhen des Himalaya der Fall sein,

*) Über diese letzte Reise ist noch kein vollständiger Bericht erschienen, das hier Bemerkte entnehme ich dem Vortrage unseres berühmten Reisenden in der K. Russ. Geogr. Ges. und seinen mündlichen Mitteilungen.

die Erhebung der Flächen gleichen Luftdrucks wird außer der Temperatur auch durch die große Menge von Wasserdampf befördert. Wir finden auf Höhen von über 2000 Meter im Himalaya in den Sommermonaten eine Temperatur von über 20° und eine relative Feuchtigkeit von über 90%. Also ist anzunehmen, daß auf der Höhe der Kämme und Pässe des Himalaya die Flächen gleichen Luftdruckes über Indien bedeutend höher sind als über Tibet, daß also der Luftdruck im S.W. auf dieser Höhe bedeutend größer sein muß als im N.E., daher müssen die in Tibet vorwaltenden Winde W. sein und da selbst auf diesen Höhen noch ziemlich große Mengen Wasserdampf vorhanden sind, so ist natürlich Ursache zu ergiebigen Niederschlägen vorhanden. Im südlichen Tibet soll viel weniger Regen im Sommer fallen als im nördlichen. Dies wird durch die Nähe des Himalaya erklärt und die etwas tiefere Lage der bewohnten Thäler.

„Die äußerste Ostgrenze des indischen Monsuns auf dem tibetanischen Hochlande ist wahrscheinlich am oberen Hoang-ho und dem Gebiete des Kuku Nor zu finden. Hier trifft dieser Monsun den südöstlichen chinesischen Monsun, welcher, durch ganz China wehend, in die Gebirge des östlichen Nanschan als eine ziemlich schwache, aber doch hinlänglich feuchte Luftströmung kommt. Wegen der Begegnung der beiden Monsune sind Windstillen im Sommer so häufig in den Gebirgen der Provinz Kansu, während am Kuku Nor, wie wir häufig beobachteten, selbst bei Ostwind in der unteren Region die Regenwolken von Westen zogen.

Aber weder der chinesische noch der indische Monsun erstrecken sich bis zum westlichen Nanschan und dem Altyn-Tagh am Lob Nor und wahrscheinlich auch nicht bis zu den Gegenden nach S. von dort bis zum eigentlichen Kuenlün. Daher ist in dieser Gegend trotz ihrer absoluten Höhe die Luft das ganze Jahr sehr trocken, was die Armut des organischen Lebens wie auch die Wasserarmut erzeugt, mit einem Worte, diese Gegend in eine vollständige Wüste verwandelt." *)

In den Gebirgen am Kuku Nor sind, wie oben bemerkt, die Sommerregen ergiebig, und die Luft dann sehr feucht. Am

*) Prjewalsky, Dritte Reise nach Zentralasien. Seite 187. 188.

gleichnamigem See und den umliegenden Steppen sind die Sommerregen, wenn auch häufig, so doch weniger ergiebig und die Regenzeit ist weniger lang. In den anderen Jahreszeiten ist die Luftfeuchtigkeit sehr gering, Stürme von W. häufig, namentlich im Frühlinge, und die Temperaturen während des schneearmen Winters niedrig.

Auf dem nördlich von Tibet liegenden, doch noch sehr hohen (2700 bis 3500 m) Plateau Zaïdam verweilte Prjewalsky bei seiner dritten Reise zu Ende Juli und Anfang August. Wie auch im westlichen Nanschan-Gebirge, von wo er eben kam, waren Regen selten und nicht ergiebig, die Winde sehr vorwaltend von N.W. und viel stärker in der Mitte des Tages als in der Nacht.

Die Armut an Schnee im Winter in den beiden Regionen Kuku Nor und Zaïdam geht klar hervor aus den gesammelten Erkundigungen. Bei so trockenem Frühling und Winter ist die Größe des Sees, bei der nicht gerade bedeutenden Größe seines Zuflußgebietes, ein Beweis mehr für ergiebige Sommerregen. Zaïdam hingegen gehört wahrscheinlich zu den trockensten Gegenden Asiens. Die sich bildende Salzkruste auf seichten Lachen und Morästen und die Vegetationsverhältnisse deuten darauf. Daß doch noch der Boden feucht ist, wird durch die wagerechte Lage erklärt.

Nördlich von diesen Gegenden befindet sich das Gebirge Kansu oder der östliche Nanschan. Die Provinz Kansu ist diejenige des eigentlichen China, welche am meisten nach Westen vorgeschoben ist. Dieses alte Vordringen der Kultur nach Westen hat seinen Grund in den Naturverhältnissen. Ein wasser- und vegetationsreiches Gebirge trennt die trockenen Gegenden in N. und S. und ermöglicht eine ausgedehnte Bodenkultur im Gebirge selbst, wie auf einem großen Umkreis in der Ebene, durch die von den Bergen geleiteten Bewässerungskanäle.

Die Höhe des Berglandes ist bedeutend. Einzelne Spitzen steigen bis 4300 m und darüber, und das tiefste Thal, das des Tetung, ist doch noch 2200 m hoch.

„Das Klima dieses bergigen Teiles von Kansu," *) sagt Prje-

*) l. c. Seite 319.

walsky, „wird besonders durch Niederschläge charakterisiert, hauptsächlich im Sommer, teilweise auch im Frühling und Herbst.“

„Im Winter aber ist, nach den Aussagen der Einwohner, das Wetter meistens schön. Es ist sehr kalt an windigen Tagen und ziemlich warm an windstillen. Im Sommer regnet es fast jeden Tag nicht nur in den Bergen, sondern auch an Orten, die weit davon entfernt sind. Vom 28. September an fiel überall Schnee, selbst in den Thälern. Als Resultat dieses Reichtums an Niederschlägen haben wir dort einen sehr feuchten Boden und eine Menge Bäche und Flüsse, welche in jeder Schlucht fließen.*) Die Winde waren meistens schwach, vorwaltend S.E., Windstillen sehr häufig. Gewitter waren häufig und im September von Schnee, ja, von heftigem Schneegestöber begleitet. Die Flora dieser Gebirge ist, wie zu erwarten, sehr reich und mannigfaltig.

Doch an Wäldern im eigentlichen Sinne ist nur die südliche Kette reich, und nur an ihrem Nordabhange. Diese Erscheinung, d. h. das Vorkommen der Wälder ausschließlich an den Nordabhängen, findet man nicht nur auf den trockenen Bergketten der Mongolei, wie der Muni-Ula und des Alaschangebirges, sondern auch in den so feuchten Bergen von Kansu. Es scheint, als ob auch hier die Bäume Schutz vor der Sonne suchen, welche doch selten genug sich im Sommer zeigt.“ **)

Die Bemerkungen Prjewalskys über seinen zweiten Aufenthalt in diesen Bergen, von Mitte April bis Ende Mai 1873, werfen einiges Licht auf dieses Fehlen der Wälder an den Südabhängen eines so feuchten Gebirges. Soweit dies überhaupt dem Klima zuzuschreiben ist, scheint die Ursache in dem frühen Schmelzen des Schnees und in dem noch sehr rauhen Frühjahre zu liegen. An den Nordabhängen bleibt der Schnee länger liegen und schützt so den Boden vor Nachtfrösten.

Die obere Waldgrenze ist im Gebirge Kansu nicht höher als am Alaschangebirge, trotz der mehr als 2° südlicheren Lage. Dies ist wahrscheinlich Folge des kühlen, feuchten Sommers. Höher, bis zu 3700 m, findet sich eine üppige Vegetation von

*) Im Gegensatze zu den meist trockenen Schluchten des Alaschangebirges.

**) Prjewalsky, Mongolien und das Land der Tanguten.

Alpenkräutern. Die Schneegrenze findet sich noch nicht bei 4150 m, denn auf dieser Höhe, an einem der höchsten Gipfel, dem Sodi-Surukſum, wurden nur Stückchen Eisſchnee unter Felſen in vor der Sonne geſchützten Orten angetroffen. Dieſe Höhe der Schneelinie in einem Gebirge mit ſo feuchtem, kühlem Sommer iſt ein Beweis mehr für die Schneearmut des Winters. Die Gebirge im weſtlichen Japan, in derſelben Breite oder noch ſüdlicher, haben Schnee bis zum Auguſt noch unterhalb 2500 m.

Die nächſte von unſeren Reiſenden berührte Gegend iſt Ordos, d. h. die im Inneren der großen Krümmung des Hoang-ho gelegene Landſchaft. Ordos wird im W.N. und E. von dem Hoang-ho begrenzt, im S. von der großen Mauer, ſüdlich liegen die Provinzen Shenſi und Kanſu.

Die Höhe der Gegend längs des Hoang-ho iſt ungefähr 1000 Meter.

Aus dem Beobachtungsjournale erſehen wir, daß hier im Juli und Auguſt die tägliche Wärmeſchwankung bedeutend iſt, was der Lage im Inneren des Kontinents und dem Sandboden zuzuſchreiben iſt.

Da während des Auguſt die Seehöhe ungefähr dieſelbe bleibt, ſo habe ich die Mitteltemperatur berechnet. Sie iſt für 7 Uhr morgens $18._{80}°$, 1 Uhr nachmittags $28._{13}°$, $8^3/_4$ Uhr abends $20._{01}°$. Abſolutes Minimum $9._0°$, abſolutes Maximum $35._0°$.

Im Mai 1872 waren die Reiſenden auf dem linken Ufer des Hoang-ho, alſo kaum nördlich von Ordos, und die nicht periodiſchen Schwankungen der Temperatur waren noch größer. Schon am 6. Mai wurde $31._0°$ bei S.W. beobachtet und an mehr als der Hälfte der Maitage betrug die tägliche Schwankung mehr als $20°$.

Die ſüdöſtliche Mongolei zwiſchen $40^3/_4$ bis $43^1/_2{}^0$ N. Br. und 110 bis $117^1/_2{}^0$ öſtl. Lage wurde von Prjewalsky einige Male durchreiſt und zwar zu verſchiedenen Jahreszeiten. Es iſt der Rand des Gobiplateaus an der Grenze des eigentlichen China. Außer der Hochebene ſind auch Gebirge vorhanden, von denen aber nur der Muni Ula eine bedeutende Höhe erreicht.

Der Frühling iſt hier die Zeit der Stürme. Die auch im Winter vorwaltenden N.W.-Winde ſtürzen mit furchtbarer Kraft in die erwärmte chineſiſche Ebene hinab. Im Mai 1871

waren von je drei Tagen zwei mit Stürmen. Wie schon früher bekannt, ist auch in Peking der Frühling die Zeit der Stürme und der schroffen Übergänge der Temperatur. Auf dem Plateau der Mongolei sind diese Sprünge noch jäher. Sie fangen gewöhnlich mit niedrigem Luftdruck, hoher Temperatur und S.W.-Winden an, dann dreht sich der Wind rasch nach N.W., wobei die Temperatur sehr erheblich sinkt. Zuweilen fällt bei diesen Stürmen Regen oder Schnee, im ganzen ist es dabei furchtbar trocken, die Luft ist mit Staubwolken erfüllt. Als Beispiel führe ich einige Beobachtungen am See Dalai Nor im April 1871 an (nördliche Breite etwa $42^1/_4{}^0$, Höhe etwa 1280 m). Am 6. war der See mit einer 3 Fuß dicken Eisschicht bedeckt, und noch am 18., als die Reisenden ihn verließen, hielt das Eis, Schnee war schon am 6. nicht zu sehen. Später waren Schneefälle häufig, aber die Menge scheint nicht groß gewesen zu sein, denn er schmolz gleich wieder. Am 12. war das Thermometer bei Sonnenaufgang $-12.5°$ nach N.W. Am nächsten Tage drehte sich der Wind nach S.W., und am 1. nachmittags war die Temperatur 19.°, am 8. abends 14.° mit Regen. Am 14. erhob sich ein stürmischer N.W. mit Schnee- und Regenwolken, am 1. nachmittags Temperatur $2.5°$, am folgenden Morgen $-8.5°$.

Uber das Klima der südöstlichen Mongolei sagt Prjewalsky „Die Hauptcharakteristik des Frühlings ist: Kälte, Wind und Trockenheit der Luft. Noch am 2. Mai bildete sich auf einem kleinen See eine zolldicke Eisschicht, welche im stande war, einen Menschen zu tragen. Dazu hatten wir während des ganzen Frühlings Winde, meistens N.W. Bei Winden war es immer kalt und oft verwandelten sich dieselben in wahre Stürme.

Der Sommer ist charakterisiert durch Vorwalten südlicher Winde (S.W. und S.E.), größere Bewölkung und häufigere Regen; Stürme sind selten — überhaupt eine Annäherung an das chinesische Klima. Nur in den ersten Tagen des Juni war es sehr trocken, später sank die Feuchtigkeit nicht unter 37 %.

Das Klima der südöstlichen Mongolei wird durch folgende Tabelle charakterisiert. Zum Vergleiche habe ich noch das Gebirge von Kansu und das nördliche Tibet angeführt; alles nach den Reisebeobachtungen von Prjewalsky. Die Sturmwahrscheinlichkeit

wurde in derselben Art berechnet, wie die Regenwahrscheinlichkeit. Wenn an einem Tage in 10 Sturm war, so ist die Wahrscheinlichkeit 10, wenn an einem Tage in 4, so 25 und so weiter. Hier kann man eigentlich 3 Jahreszeiten unterscheiden: Winter, Frühling und Sommer. Winter und Sommer können als die Zeiten des trockenen und feuchten Monsuns Ostasiens bezeichnet werden, deren westliches Grenzgebiet diese Gegenden bilden. Der Übergang vom Sommer- zum Wintermonsun geschieht ziemlich rasch und ohne bedeutende Eigentümlichkeiten, so daß schon der Oktober, seinem Charakter nach, zu den Wintermonaten gehört. Jedoch der Frühling hat seine Besonderheiten; dies ist die Zeit der raschen Temperaturschwankungen und der häufigen Stürme. In ihrem allgemeinen Charakter sind sie demjenigen von Tibet ähnlich; der Unterschied besteht darin, daß sie hier viel seltener im Winter sind und mit einer Änderung des Windes verbunden sind. Sie fangen meistens mit S.W.-Winden und hoher Temperatur an, dann springt er nach N.W. um, der Luftdruck steigt, die Temperatur fällt, zuweilen sehr bedeutend. Die raschen Temperaturänderungen können auf folgende Weise erklärt werden: Bei S.W.-Wind kommt warme Luft mit Sand- und Staubteilen aus den Steppen von Alaschan und Ordos, wo Prjewalsky schon am 11. Mai eine Temperatur von 29° beobachtete. Später kommen kalte N.W.-Winde von Sibirien und die schon kalte Luft von dort kühlt sich bei dem Aufsteigen auf das Plateau noch mehr ab.

Wegen der Anwesenheit hoher Gebirge im Süden und deren Fehlen im Norden sind jedenfalls der Winter, Frühling und Herbst in der Mongolei kälter als auf derselben Höhe und Breite in Ost-Turkestan.

Allgemeine Mittel. — Mongolei, Alaschan und Ordos.

	Winde. %									Sturmwahrsch.	Bewölkung.	Regenwahrsch.
	N.	N.E.	E.	S.E.	S.	S.W.	W.	N.W.	Kalm.			
Winter	1	3	0.5	4	0.5	10	10	34	37	.17	2.5	.08
Frühling	0	4	1	6	4	27	3	26	29	.41	2.8	.28
Sommer*)	0.5	6	0.5	24	2	15	4	13	35	.10	5.2	.36
Herbst*)	0	4	0	15	0	12	0	20	49	.17	2.3	.08
Nördliches Tibet.												
Winter	0.5	2	4	6	0.5	5	22	23	37	39	4.5	.22
Kanfugebirge.												
Sommer*)	0	2	0	23	0	13	0	7	55	0	6.0	.70

Diese Tabelle zeigt deutlich, daß hier in der Hauptsache das Klima der ostasiatischen Monsune herrscht. Eine ziemlich bedeutende Bewölkung, relativ häufige Niederschläge, herrschende S.E.-Winde im Sommer und eine schwache Bewölkung, seltene Niederschläge und N.W.-Winde im Winter. Selbst in den trockeneren Teilen der Gobi ist nach Beobachtungen und Erkundigungen der Sommer keineswegs regenlos, Regen sind in dieser Jahreszeit häufiger als in einer anderen.

Die westliche Mongolei ist erst in den letzten Jahren, dank mehreren russischen Reisenden, namentlich G. N. Potanin, etwas bekannter geworden. Letzterer hat auch einen Winter in Kobdo verbracht und dort Beobachtungen gemacht. Ich habe schon früher bemerkt, daß hier in der westlichen Mongolei im Winter ein sehr hoher Luftdruck herrschen muß, dies wird auch durch die Temperatur in Kobdo (48° N. Br. 1500 m üb. d. M.-N.) bestätigt. Mitteltemperatur des Januar $-23.5°$, des Winters $-19.9°$. Hier ist also der Winter volle 16° kälter als im Jarkand, welches $9\frac{1}{2}°$ südlicher und 150 m niedriger liegt. Andererseits können wir Kobdo mit Ssemipalatinsk vergleichen, wo die Mittel-

*) Unter „Sommer" habe ich die vier Monate Juni bis September vereinigt, unter „Herbst" Oktober und November.

temperatur des Winters —16.4° ist. Die Wintertemperatur von Kobdo auf die Höhe von Semipalatinsk reduzierend, unter Annahme einer Änderung von 0.3° auf 100 m erhalte ich —16°.1°, also nahezu dieselbe Temperatur, trotzdem Kobdo volle $2^1/_2{}^0$ südlicher liegt.

Die Höhe der westlichen Mongolei ist sehr verschieden, von 500 m am Schwarzen Irtysch bis zu 3000 m und mehr im Altai und Thianschan, jedoch der größere Teil des Landes besteht aus schwach geneigten Mulden und Plateaus, etwas über 1000 m hoch. Die Gebirge haben meistens eine Richtung von W. nach E. Auf dem Hochlande der nördlichen Mongolei am Ulu-Khem (dem Oberlaufe des Jenissei) und bei dem See Kossogol ist das Klima überhaupt feucht und es fällt auch viel Schnee im Winter. In dem Rest des Landes aber ist, die nördlichen Abhänge des Gebirges ausgenommen, wenig Schnee im Winter bei sehr niedrigen Temperaturen. Im Sommer scheint die westliche Mongolei überhaupt weniger regenreich zu sein als die östliche, einige Gebirgsgegenden und die oben erwähnte nördliche Region ausgenommen. — Es scheint im ganzen, daß, wie auch weiter nach Süden, je mehr wir uns dem Osten nähern, desto regelmäßiger die Sommerregen werden, desto größer die Annäherung an die Monsunregion Ostasiens. Jedoch ist die westliche Mongolei nirgends so trocken, als das südlich von ihr gelegene Plateau von Ostturkestan.

Kapitel 34.

Oſtſibirien.

Ich habe ſchon früher (Kap. 26) auf die Urſachen hingewieſen, welche Oſtſibirien in dem größeren Teile des Jahres, namentlich im Winter, einen ſo hohen Luftdruck geben, und es in dieſer Hinſicht auch von Weſtſibirien und den hohen Breiten des amerikaniſchen Kontinentes unterſcheiden. So ſteht denn das Innere von Oſtſibirien einzig in ſeiner Art da auf der Erde mit ſeiner intenſiven Anticyklone im Winter, der ruhigen Luft, dem klaren Himmel ... Wie auch in anderen Verhältniſſen, iſt eine gegenſeitige Abhängigkeit von Urſache und Wirkung zu bemerken, der hohe Luftdruck mit der Windſtille und dem klaren Himmel begünſtigt die Strahlung und iſt alſo einer ferneren Erkaltung der Luft günſtig. In Oſtſibirien ſind die bis jetzt bekannten niedrigſten Mittel- und Minimaltemperaturen beobachtet worden.

Um den Verhältniſſen, unter welchen ſolche Temperaturen entſtehen, nachzuforſchen, nehme ich erſt die thermiſche Windroſe eines Ortes, welcher ſeinen geographiſchen und klimatiſchen Verhältniſſen nach an der Grenze von Weſt- und Oſtſibirien und eigentlich dem erſteren näher gelegen iſt: Jeniſſeisk, unter $58^1/_2{}^\circ$ N. Br. am gleichnamigen Fluſſe.

In 4 Jahren war die Abweichung der Temperatur von dem Mittel im Dezember und Januar:*)

	N.	N.E.	E.	S.E.	S.	S.W.	W.	N.W.	Kalmen.
starke	(9.5)	3.9	3.5	7.5	10.3	9.3	7.3	(6.3)	
schwache	—6.0	0.4	—0.1	0.7	5.6	2.3	0.3	—3.9	
allg. mittlere	—4.7	1.1	1.3	3.9	7.9	5.5	2.8	—1.5	—8.0

Es sind alle starken Winde bedeutend wärmer als das Mittel, und zwar nicht weniger als 3.5^0, während von den schwachen nur S. und S.W. erheblich wärmer als das Mittel sind. Am kältesten ist es aber bei Windstillen, im Mittel um 8^0. Dies und die verhältnismäßige Wärme der E.- und N.E.-Winde, welche aus der Richtung der kältesten Gegenden Ostsibiriens blasen, zeigt, daß hier schon die Erkaltung an Ort und Stelle vorwaltet, die durch Winde gebrachte Kälte weniger wichtig ist.

Daß die N. nnd N.W. kälter sind, kommt daher, daß Winde thalaufwärts wehen, der N.E. und E. aber absteigende Winde sind, denn in dieser Richtung von der Stadt findet sich ein 600—1000 m hohes Gebirge. In Jenisseisk wird, wie an den meisten andern Stationen Rußlands, um 7^h morgens, 1^h nachmittags und 9^h abends beobachtet. In den 7 Jahren 1872 bis incl. 1878 gaben 130 Beobachtungen eine Temperatur unter —40°, davon 94 oder 72 pCt. mit Windstille, bei 74 (57 pCt.) gab auch die vorhergehende Beobachtung Windstille, in 28 Fällen (29 pCt.) auch die 3 vorhergehenden. Es gab 16 Fälle mit Temperaturen unter —50°, alle bei Windstille während der Beobachtung und am vorhergehenden Termin, davon 11° mit Windstille auch an den 3 früheren Terminen.

Vom 6. Januar 1872 9^h abends bis zum 18. 7^h morgens war die Temperatur beständig unter —40°, an 29 Terminen war Windstille, dabei Temperatur von -45.9° bis -59.4°, an 9 Terminen war Wind, Temperaturen von -42.7° bis -50.3°.

*) Es wurde die Abweichung jeder Beobachtung von der Temperatur der betreffenden Stunde genommen. Ohne Zeichen wärmer als das Mittel, mit Minuszeichen kälter. In Klammern die Mittel aus weniger als 20 Beobachtungen.

Unter solchen Umständen ist es natürlich, daß jene Wintermonate, in welchen Windstille vorwaltet, die kältesten sind, diejenigen aber mit mehr Wind, die wärmeren.

In Prozenten der Beobachtungen*) hat der Dezember 26, der Januar 26, der Februar 20 Kalmen. Der kälteste Monat in 12 Jahren, der Januar 1872, mit -36.8° hatte 48 pCt. Kalmen, der Dezember 1872 mit -31.0° 42 pCt., der Dezember 1877 mit -27.8° 45 pCt., der Januar 1880 mit -27.5° 51 pCt. u. s. w. Der wärmste Wintermonat der Periode, der Februar 1882, mit -11.8° hatte nur 11 pCt. Kalmen, der wärmste Dezember (1873) mit -16.5° nur 12 pCt. u. s. w.

Aus dem Obigen ist zu ersehen, daß an einem Orte, welcher so entfernt ist von den kältesten Gegenden Sibiriens, mehrere Tage hinter einander eine Kälte herrschen kann, die auch von derjenigen von Jakutsk und Werchojansk kaum übertroffen wird, und zwar mit Kalmen. Daß solche Verhältnisse nicht nur dem Grenzgebiet von Ost- und Westsibirien, dem Thal des Jenissei, eigen sind, habe ich schon früher gezeigt (Kap. 29).

Es ist also klar, daß in Westsibirien nahezu gleich niedrige Temperaturen im Winter vorkommen können wie in Ostsibirien, bei Kalmen, und wenn die Mitteltemperaturen höher sind, so ist es, weil solche Zeiten nicht lange dauern, bei stärkerer Luftbewegung aber die Temperatur höher steigt. Die niedrige mittlere Temperatur der Wintermonate von Ostsibirien, wie der hohe mittlere Luftdruck, werden hauptsächlich durch die Beständigkeit solcher Zustände erzeugt.

Der Teil Sibiriens und überhaupt unserer Erde, wo die niedrigsten Temperaturen der Wintermonate beobachtet wurden, ist das Gebiet Jakutsk, den größeren Teil des Lenabassins begreifend und auch dasjenige der Flüsse östlich und westlich davon.

Den allgemeinen anticyklonischen Verhältnissen gemäß müssen wir auch hier eine niedrigere Temperatur des Winters erwarten, wo die Luftbewegung weniger stark ist, Kalmen stark vorwalten, d. h. in den Thälern und Mulden einige Hundert Kilometer südlich von der Küste des Eismeeres, wo schon die Entfernung

*) Mittel von 12 Jahren, von dem Beobachter Herrn Marx berechnet.

der Gebiete von Cyklonen auf dem Meere häufigere Kalmen erzeugt und die Winde auch ferner durch die Höhen und die Wälder abgeschwächt werden, während an der Küste cyklonische Gebiete näher sind und der Schutz der Wälder fehlt, so daß die Winde oft äußerst heftig sind.

Die mittlere Temperatur der 3 Wintermonate beträgt:

in Sagastyr (Lenamündung)	-36.0
in Jakutsk	-40.2
in Werchojansk	-48.2
in Ustjansk	-37.6
in Nishnekolymsk	-32.3
in Pitlekaj	-24.3

Die Mitteltemperaturen in Sagastyr an der Lenamündung sind auch höher als im Innern. In Pitlekaj, teilweise auch in Nishnekolymsk, kann die höhere Temperatur schon durch den Einfluß des Meeres erklärt werden, teilweise auch durch den vom Beringsmeer kommenden warmen, föhnartigen Wind, nicht aber an den Mündungen der Lena und Jana. Hier sind solche warme Winde nicht beobachtet worden, und das Meer kann kaum erwärmend wirken, weil offene Stellen weit sind und die Winde sehr vorwiegend vom Lande wehen. Die höhere Temperatur wird hier durch die selteneren Kalmen bewirkt.

Mir scheint folgendes über die Wintertemperaturen hier unzweifelhaft: die Mitteltemperaturen im Mündungsgebiete der Flüsse, weil in ebeneren Gegenden und in Gebieten einer etwas stärkeren Luftbewegung beobachtet, sind als ziemlich weit verbreitete anzusehen, diejenigen in den südlicheren Thälern und Mulden (Jakutsk, Werchojansk ꝛc.) als ganz lokale, durch Stagnation der kältesten und dichtesten Luft erzeugte.

Die Kälte der Thäler und Mulden und die Wärme und Trockenheit der isolierten Berge ist eine Normalerscheinung bei Anticyklonen des Winters*) und zwar wird erstere sehr begünstigt durch eine Schneedecke (als guten Radiator der Wärme und schlechten Wärmeleiter), und desto mehr, je kürzer der Tag, d. h.

*) Wie dies schon früher erklärt wurde, s. Kap. 1.

je mehr der Einfluß der Erwärmung durch die Sonne auf das nächtliche Gleichgewicht der Luftschichten wegfällt.

Die klimatischen Verhältnisse von N.E.-Sibirien müssen wir als solchen Verhältnissen sehr günstig bezeichnen und a priori erwarten, daß dort die Thäler und Mulden viel kälter sein müssen, selbst im langjährigen Mittel der Wintermonate als die Berge. Und zwar: 1. Weil die Anticyklonen länger dauern und intensiver auftreten als in Zentraleuropa. 2. Weil eine Schneedecke jeden Winter vorhanden ist.*) 3. Weil wegen der höheren Breite die Tage im Winter kürzer sind, die Sonnenstrahlen schräger einfallen und jenseits des Polarkreises die Sonne für einige Tage gar nicht scheint. Wir können also erwarten, isolierte Berge ebenso viel wärmer zu finden gegen die nächsten Thäler, wie den Puy de Dome gegen Clermont am 20—28 Dezember 1879 oder selbst noch mehr.

Leider sind faktische Beweise der Wärme in den Bergen wegen fehlender Beobachtungen nicht leicht zu erbringen. Ich habe a. a. O.**) auf die wärmere Temperatur des Alibertberges hingewiesen, er gehört aber nicht zu der hier betrachteten Region. So habe ich denn einige Zahlen aus dem Reiseberichte F. v. Wrangels exzerpiert. Bei seiner Rückreise von Nishnekolymsk nach Jakutsk, am 26. Dezember, in der Mulde Sselenjächa —35°, bewölkt. Am 27. Dezember, an dem Passe zum Flusse Dogdo —25°, W.-Wind. Dann wieder in einer Mulde, am 28. —39°, klar. In Werchojansk 4. bis 7. Januar —45° bis —53°. Am 15. Januar, im Thale der Jana —38°, klar. Am 16. bei Annäherung an das Werchojanskische Gebirge —32°, wenig bewölkt, heftiger E., der Sturm wurde abgewartet, in der Nähe des Passes wurde —24° beobachtet, südwestlich davon, im Thale, am anderen Tage —45°. Es muß bemerkt werden, daß der Weg nicht über die höchsten Punkte der Berge geht, und daß Wrangel das Thermometer nur am frühen Morgen beobachtete, während die Paßhöhen in der Mitte des Tages passiert wurden. Und doch fand er eine um 11—21° höhere Temperatur in der Nähe der Pässe als in den

*) Bekanntlich waren in der Schweiz, während der intensiven Anticyklone im Januar 1882 die Thäler bei weitem nicht so kalt wie im Dezember 1879, eben weil die Schneedecke fehlte.

**) Österr. Zeit. f. Met. V. 1, 8.

benachbarten Thälern. Eine Temperatur von —24° ist für diese Gegenden sehr hoch, denn in Jakutsk beträgt das mittlere monatliche Maximum des Januar —28°, die höchste in 30 Jahren im Januar beobachtete Temperatur war —17.5° und Werchojansk ist noch kälter. Also bestätigen Wrangels Beobachtungen meine Hypothese, und es ist sehr wahrscheinlich, daß in dieser Gegend isolierte Höhen etwa um 20° im Winter wärmer sind als die Thäler.

Je weiter nach Norden, desto länger dauert die Kälte der Thäler gegenüber den Höhen, auch einen Teil des Herbstes und Frühlings umfassend, und auch im Jahresmittel bemerkbar. Folgende Beobachtungen der Bodentemperatur beweisen dies.*)

	Tiefe in Metern				Wahrscheinliche Grenze des Eisbodens**) m.
	6.1	15.2	91.4	116.4	
Jakutsk, Scherginschacht	— 10.2	— 8.3	— .39	— 3.°	189
Mangan-Grube***)	— 5.5	— 3.8	—	—	82
Schilow-Grube***)	— 5.5	— 3.5	—	—	91

Also auf den Höhen in der Umgegend von Jakutsk ist die Bodentemperatur in denselben Tiefen um 4.6° bis 4.8° höher als in der Stadt (im Thale) und noch bis 300 Fuß ist hier die Temperatur niedriger als dort in 50'. Die Tiefe des Eisbodens ist nach Middendorff mehr als doppelt so tief im Thale als auf den Höhen. Und man bedenke, daß dies kleine Höhen sind, im Winter jedenfalls kälter als höhere isolierte Berge! Ebenso zitiert auch Middendorff folgendes: E.S.E. von Jakutsk, an der Mündung der Maja in der Aldan, 60 m über dem Flusse, wurde kein Eisboden gefunden, aber 7 km flußaufwärts, 2 m über dem Flusse, wurde er gefunden. 45 km von dort in den Bergen findet sich eine Höhe, von welcher beständig Wasserdampf ausgeht.

Kupffer berichtet, daß im Bergrevier Nertschinsk, in der Grube Trech Swjatitelei in 53.3 m Tiefe, noch Eisboden gefunden

*) Middendorff, Sibirische Reise, Bd. I.

**) Nach Middendorffs Hypothese.

***) Höhen am linken Ufer der Lena, bei Jakutsk.

wurde, in der 70 m höher liegenden Wossdwischensk-Grube aber schon in 15.2 m Tiefe kein Eis mehr. Selbst im Altai ist bekannt, daß manche Thäler kälter sind als die benachbarten Höhen.

Ich führe noch ein Beispiel an aus dem Süden der Provinz Jakutsk.

Die Goldwäsche Wosnessensk liegt im Grunde eines engen Thales, in dem Olekminsk-Witimschen-Gebirge, also in einer Lage, welche einer starken Abkühlung weniger günstig ist als das benachbarte breite Thal der Lena.

	Mitteltemperaturen Dezember	Januar
Wosnessensk Goldw., $58^3/_4{}^0$, etwa 800 m hoch	—24.7	—24.3
3 Stationen*) im Lenathal, etwa 215 m hoch	—34.2	—36.8

Die Temperatur der Wintermonate in Wosnessensk ist etwa 10° höher, als dem Orte, nach Reduktion auf das Meeresniveau, nach den Isothermen von Dove**) und Wild***) zukommt.

In dieser Region ist nach kurzen Beobachtungen in Olekminsk im Lena-Thale, wie auch aus der allgemeinen Beschreibung des Klimas von Wosnessensk†) zu schließen, daß die Bewölkung in den Wintermonaten größer ist, als nördlich davon in Jakutsk und namentlich als südöstlich am oberen Amur. Die größere Bewölkung, namentlich im Gebirge, mag wohl dazu beitragen, die Temperatur der Wintermonate zu erhöhen.

Die niedrigen Temperaturen bei Windstille oder schwachen Winden in N.E.-Sibirien werden häufig von dichten Frostnebeln begleitet, und es giebt einen eigenen Ausdruck dafür (Morok)††), eine Ähnlichkeit mehr mit den Thälern der Alpen bei Anticyklonen im Winter. Wie in den Alpen ist auch hier der Nebel auf eine ziemlich dünne Schicht begrenzt, die Höhen haben klares Wetter.

---

*) Olekminsk, Kurutschanskaja und Matschinskaja.

**) Monatsisothermen in der Polarprojektion.

***) Temperaturverhältnisse des russischen Reiches, Atlas.

†) Von F. Müller, Sapiski der allg. Geogr. der K. Russ. Geogr. Ges., Bd. 3.

††) Von Mrak, Dunkelheit.

Ein sehr bemerkenswerter Umstand ist auch folgender: wenn einmal die kalte Luftschicht (oder der „kalte Luftsee" nach dem treffenden Ausdrucke von Herrn Hann) in die Thäler gedrungen ist, können zuweilen große Änderungen des Luftdruckes vor sich gehen, ohne daß die Luft des Thales in Mitleidenschaft gezogen würde. So war es in Jakutsk vom 13. Dezember 1844 bis zum 2. Januar 1845. Der Luftdruck änderte sich bedeutend, 747.3 bis 771.6 mm, aber die Temperatur nur von —44° bis —56°, die ganze Zeit war klarer Himmel oder Frostnebel, Kalmen oder schwache Winde, und am Tage des höchsten Luftdruckes war die Temperatur noch keinen Grad niedriger als am Tage des niedrigsten Luftdruckes.

Das Vorhergehende läßt sich in folgende Sätze zusammenfassen, welche für den größten Teil von Ostsibirien gelten, besonders aber für den hier betrachteten N.E.-Teil. 1) Da die größte Kälte mit Windstillen und schwachen Winden zusammenfällt, so sind Thäler und Mulden im Winter kälter als Höhen. 2) Noch höher ist die Temperatur der isolierten Berge. 3) Die Abkühlung der Thäler ist so langdauernd und intensiv, daß auch die Mitteltemperatur des Jahres dort niedriger ist, was durch die Bodentemperaturbeobachtungen bewiesen wird. 4. Die Tiefe des Eisbodens ist größer in den Thälern als auf den benachbarten Höhen, wahrscheinlich auch als auf höheren Bergen. 5. In den Tundren des hohen Nordens ist der Winter wärmer als in den Thälern der Waldzone, wahrscheinlich, weil die stärkere Luftbewegung kein so langes Stagnieren der kältesten Luftschichten zuläßt.

Die Isothermen der Wintermonate in Ostsibirien wurden bis jetzt nach den Beobachtungen der breiten Thäler und Mulden gezogen. Das Beispiel von Wosnessensk zeigt schon, wie enorm groß die Fehler dabei werden können. Es ist nicht zu vergessen, daß der überwiegende Teil des Landes keine Ebene ist, und wenn wir wünschen, daß die Isothermen die mittleren Verhältnisse ausdrücken, ist auch auf die Gebirge Rücksicht zu nehmen. Im Winter sind hier intensiv kalte Becken, am Grunde deren sich die dichteste Luft ansammelt, und viel wärmere trennende Höhen. Seitdem uns die Wärmeverhältnisse bei Anticyklonen bekannt geworden

sind, ist das frühere, mechanische Verfahren in solchen Verhältnissen nicht mehr zulässig.

Die Gegenden im hohen Norden, in der Tundra repräsentieren, weil sie ebener sind und stärkere Winde haben, mehr die mittleren Verhältnisse, und durch die Beobachtungen dort sehen wir, daß die Januarisotherme von —35°, ja vielleicht von —40°, wohl in einem größeren Umkreise von N.E.-Sibirien angenommen werden darf. Man ist aber bei dem gegenwärtigen Zustand unseres Wissens nicht berechtigt, nach den Beobachtungen in dem anomal kalten Thale von Werchojansk die Januarisotherme von —50° zu ziehen. Eine solche Isotherme ließe sich nur ziehen, wenn viel mehr Beobachtungen und eine detaillierte topographische Karte der Gegend vorhanden wäre. Dann freilich wäre es möglich und für das Studium der lokalen Klimatologie höchst interessant. Der kälteste Raum im Winter, in N.E.-Sibirien, wird gewöhnlich in einer viel niedrigeren Breite angenommen als in Nordamerika. Es ist noch die Frage, ob, wenn die Temperatur eines größeren zusammenhängenden Raumes in Frage kommt, auch in Sibirien das Maximum der Kälte nicht an die Küste zu versetzen ist. Im Innern giebt es freilich einzelne kältere Thäler und Mulden, aber auch wärmere Gebirge. Dann ist auch des Einflusses der höheren Breite, als die Abkühlung im Winter begünstigend, zu gedenken. Ich begnüge mich einstweilen mit der Bemerkung, daß noch viele Beobachtungen nötig sind, um diese Frage zu entscheiden.

Eine andere Frage ist folgende: wird bei der lebhafteren Luftbewegung, welche in dem im Winter kältesten Raume Nordamerikas herrscht, nicht eine größere Luftmasse abgekühlt, als unter sonst gleichen Verhältnissen und den häufigeren Windstillen in N.E.-Sibirien? Ich glaube es bejahen zu müssen. Bei stärkerer Luftbewegung kommen größere Luftmassen in Berührung mit der oberen Schneefläche, jene erkalten, diese wird erwärmt und kann daher unter gleichen Verhältnissen mehr Wärme verlieren, dann sind bei Windstille Frostnebel häufig, also die Ausstrahlung wird sehr gehemmt. Die Erkaltung mächtiger Luftmassen in Nordamerika wird auch durch die intensive Kälte mit W.- und N.W.-Winden am Gipfel des Mt. Washington bewiesen, wo schon bei Sturm —40° beobachtet wurden. Wrangel fand eine viel höhere Temperatur im Gebirge auf dem kältesten Raume

Sibiriens. Es kann wohl keinem Zweifel unterliegen, daß die Erscheinung gewisser Temperaturen bei starken Winden auf deren weitere Verbreitung deutet, als wenn eben solche bei Windstille beobachtet werden. In letzterem Falle sind die Temperaturen oft sehr lokal.

Die extremen Temperaturen des Winters in N.E-Sibirien sind daher auch in den Thälern am niedrigsten, namentlich die Minima. Darum sind auch die beobachteten absoluten Minima von —62° in Jakutsk (aus 30 Jahren) und von —68° in Werchojansk (aus 3 Jahren) hinzunehmen, für das, was sie wert sind, d. h. als das Klima der Thäler charakterisierend. Auf den Bergen finden sich sicherlich keine so niedrigen Temperaturen, und wahrscheinlich sind auch die Maxima höher. Das Winterklima der Ebene im hohen Norden von Ostsibirien und der Thäler weiter südlich wird nicht sowohl durch die niedrigen Temperaturen (obgleich es die niedrigsten bekannten sind) als durch die Beständigkeit der niedrigen Temperaturen charakterisiert. So wurde im Januar in 30 Jahren keine Temperatur höher als —17.5° in Jakutsk beobachtet! Ja, noch viel weiter im Süden, in dem Hüttenwerke Nertschinsk, 660 m hoch und in der Breite von Südengland, Mitteldeutschland und des Südens von Mittelrußland, kein einziges Mal in 40 Jahren Tauwetter im Winter und niemals höher als —6.9° im Januar!

Weiter im Osten, wo die warmen Föhnwinde wehen, kommen auch höhere Temperaturen im Winter vor, und da die Minima bei weitem nicht in dem Grade höher werden als die Maxima, so giebt dies einen größeren Unterschied der mittleren und absoluten Extreme. So z. B. im Januar:

		Jakutsk	Ustjansk	Nischnekolymsk
Differenz der mittleren	Extreme	25.2	26.7	35.0
„ „ absoluten		44.5	30.6	46.8

Es muß bemerkt werden, daß vom ersten Orte 30 Jahre, von den letzten kaum über zwei Jahre vorliegen, was natürlich ersterem eine größere Differenz der absoluten Extreme geben muß. In den mittleren Extremen stimmen Jakutsk und Ustjansk sehr gut, Nisch-

nekolymsk aber hat eine viel größere Differenz. Die Differenz der mittleren Extreme in Jakutsk ist kleiner als in fast ganz Rußland, die Küsten des Schwarzen und Baltischen Meeres, den Südwesten, den Kaukasus und das südliche Zentralasien ausgenommen. Das unter derselben Breite gelegene Ustsyssolsk hat z. B. im Januar 31.0 °, Jenisseisk 40.5°. Auch das in der Nähe der Beringstraße gelegene Pitlekaj hat große Differenzen aufzuweisen, 42.° im Januar, 40.6° im Februar, und zwar das Minimum am 6., das Maximum nur zwei Tage später, am 8., während das erste Jahr 1882—83 in Sagastyr im Januar 21.9°, im Februar 23.7° hatte.

Auch die zwei anderen Methoden der Betrachtung, um ein Maß der Veränderlichkeit der Temperatur zu gewinnen, nämlich die mittlere Abweichung der Temperatur der Monate vom langjährigen Mittel und die Veränderlichkeit der Tagestemperaturen, lassen das Klima des Inneren von Ostsibirien als beständig erscheinen im Vergleich zu Westsibirien (Jenisseigebiet inbegriffen) und dem östlichen europäischen Rußland und andererseits zu dem nördlichen Inneren der Vereinigten Staaten. In einem kontinentalen Klima und bei unebenem Terrain, wie in dem hier betrachteten Gebiete, sind übrigens auch, bei ungeändertem Charakter der Witterung überhaupt, doch ziemlich große Unterschiede der Temperatur möglich, so z. B. durch Entstehung und Aufhören von Aszensions- und Deszensionswinden ꝛc. Unter diesen Umständen ist also die Temperatur veränderlicher als die anderen meteorologischen Elemente. Ganz verschieden ist es im Seeklima, namentlich auf dem offenen Ozeane. Hier sind die Temperaturveränderungen nicht groß, auch bei großen Veränderungen des Luftdruckes, der Winde und der Bewölkung, denn, von wo auch die Luft komme, sie nimmt bald sehr nahe die Temperatur der Oberfläche des Wassers an.

Ich habe länger bei der Temperatur der kälteren Monate im Nordosten von Sibirien verweilt, weil diese Gegend dann so eigentümliche Verhältnisse darbietet. Die Sommermonate sind denjenigen anderer Gegenden derselben Breite mehr ähnlich und brauchen für dieselben die Tabellen weniger Erläuterungen. Es ist nicht zu bezweifeln, daß in den wärmeren Monaten des Jahres die Thäler wärmer sind als die Berge, so daß die ersteren das Extrem des

Kontinentalklimas unserer Erde darstellen mit einer jährlichen Amplitude von 60°. Dank den Höhen, welche das Innere von Ostsibirien vom Ochozkischen Meere trennen, hat dieses mit seinen Eismassen keinen bedeutenden Einfluß, mehr freilich der Arktische Ozean, denn die Beobachtungen haben gezeigt, daß die küstennahen Orte im Sommer vorwaltende Nordwinde haben. Jedoch dies scheint eine verhältnismäßig schwache Luftströmung zu sein, und im Mittel keine irgend erhebliche Differenz des Luftdrucks zwischen dem Eismeere und dem Innern von N.E.-Sibirien im Sommer zu bestehen. So ist denn hier der Sommer wärmer als in den meisten anderen Gegenden desselben Breitengrades, und die nördliche Waldgrenze überschreitet den 70° N.Br., jedoch überall in einer gewissen Entfernung von der Küste sich haltend, so daß sie in der Nähe der Beringstraße viel südlicher ist. Durch die kalten Nordwinde wird an der Küste die Wärmesumme so sehr vermindert, daß selbst die sibirische Lärche nicht mehr zu existieren vermag. Auch die Bedingungen für den Ackerbau sind im Inneren von N.E.-Sibirien nicht ungünstig, trotz des in geringer Tiefe beständig gefrorenen Bodens, denn nicht nur ist der Sommer ziemlich warm (in Jakutsk hat der Juli über 19°), sondern auch die Veränderlichkeit der Temperatur und die Differenz der Extreme ist nicht besonders groß. Namentlich sind Früh- und Spätfröste keineswegs häufiger als im europäischen Rußland unter derselben Breite, und es ist genügend bekannt, wie gerade Fröste den Ackerbau schädigen im hohen Norden und ihn oft unmöglich machen, selbst dort, wo die Temperatursummen für die Reife des Kornes ausreichen. In Hinsicht der Bedingungen für die Vegetation sind also diese Gegenden bevorzugt vor allen in derselben Breite, Skandinavien ausgenommen. Der kalte Winter ist dabei wirkungslos, denn hätte der Januar in Werchojansk z. B. eine Temperatur von —9° statt —49°, es würde der Vegetation nichts helfen. An den Küsten Islands ist der Winter kaum unter 0°, und doch giebt es keine Bäume und der Ackerbau ist unmöglich.

Ostsibirien hat nur am hohen Munko-Sardyk, ganz im Süden, Gletscher, und zwar ganz kleine, der N. E. des Landes hat keine, trotz der furchtbaren Kälte und der vielen Gebirge. Dies kommt von dem relativ geringen Schneefall des Winters, der schnell schmilzt im Anfange des Sommers. Es

giebt nur Anſammlungen zweifacher Art von Schnee und Eis: 1) In einige Thäler wird durch die Winde ſo viel Schnee gebracht, daß er nicht ganz ſchmilzt, namentlich, wenn er vor der Sonne geſchützt iſt, und ſich in eine Art Firn verwandelt. Aber die Menge desſelben iſt ſehr unbedeutend und wahrſcheinlich wächſt ſie nicht jedes Jahr. 2) Eisthäler, die durch Gefrieren des aus der Erde dringenden Waſſers entſtanden. Dieſes Waſſer ſcheint aus Seen zu ſtammen, in deren Boden durch Froſt Riſſe entſtanden ſind. Entleerungen von Seen aus dieſer Urſache ſind häufig.

Die Dicke des Eiſes auf den Flüſſen und Seen ſoll $2^1/_2$ m nicht überſteigen und die Wärme des Sommers genügt, es zu ſchmelzen.*) Die größte Dicke des Eiſes findet ſich auf größeren Seen, namentlich ſolchen, deren Ufer waldlos ſind und wo ſich auf dem Eiſe wenig Schnee ſammelt. Bei dem furchtbar kalten Winter und dem beſtändig in geringer Tiefe gefrorenen Boden iſt es natürlich, daß manche Flüſſe und Seen im Winter kein Waſſer haben, vielmehr iſt die Exiſtenz von Waſſer in Flüſſen ſchwer zu erklären. Wie groß iſt auch der Kontraſt der Temperatur in einem vertikalen Abſtande von etwa 3 m zwiſchen dem Flußwaſſer auf + 0° und der Oberfläche des Schnees über dem Eiſe, welche unter —65° erkalten kann!

Äußerſt wenig ſind die Bewölkung und die Niederſchläge dieſer Gegenden bekannt. Erſtere erſcheint im Herbſte, namentlich September und Oktober, am größten zu ſein, ſo daß ſich wahrſcheinllch in dieſer Hinſicht N.E.-Sibirien der Gegend des Jeniſſei und Weſtſibirien anſchließt. In dieſen zwei Herbſtmonaten giebt es die größte Zahl von S.W.- und W.-Winden, welche häufige Niederſchläge bringen, erſt als Regen, dann als Schnee. Der größte Teil der letzteren fällt beim Beginn der Fröſte, im Herbſte, der Winter iſt zu kalt, um eine irgend erhebliche Schneemenge zu liefern. Schneefälle jedoch ſind z. B. in Jakutsk und Werchojansk ſelbſt bei Temperaturen unter —40° beobachtet worden. Möglich iſt es jedoch, daß bei dieſen Schneefällen die Luft der Schneewolke viel wärmer iſt als die untere.

*) Middendorff, Sibiriſche Reiſe. Maak, Wiljuiski Okrug. Irkutsk. 1877.

Ich habe früher die Ursachen erwähnt, welche mich bewogen, den unteren und mittleren Lauf des Jenissei als Grenzgebiet von West- und Ostsibirien zu betrachten, das jedoch mehr dem ersteren angehört.

Anders ist es mit dem Oberlaufe, selbst in den russischen Grenzen; es sind hier die Verhältnisse mehr den ostsibirischen gleich; niedrige Plateaus, von Bergen umringt, viele Kalmen im Winter. Die Wintertemperatur von Minussinsk, nach kurzen Beobachtungen auf die längeren Perioden von Jenisseisk, Barnaul und Irkutsk reduziert, ist niedriger als in den beiden letzteren. Hier fällt wenig Schnee auf den Steppen und viel in der Taiga (Urwald), letzteres wohl nicht allein wegen der Verschiedenheit der Bodenbedeckung, sondern weil die Steppe die niederen und ebeneren, der Wald die höheren und bergigen Teile bedeckt, die Gebirge des Altai, des Kuznetzkischen Alatau und Sajan. Hier, namentlich in den höheren Teilen, ist der Schneefall im Frühling und Herbste bedeutend, während im Süden, in der nördlichen Mongolei, der Winter sehr schneearm ist, wie dies z. B. von Richthofen, Potanin, Pewtzow, Matussowski u. s. w. bemerken. Altai und Sajan sind somit eine wichtige klimatische Scheide zwischen dem schneereichen und trüben Winter von Westsibirien und dem hellen, trockenen Winter von Innerasien.

Die Vegetation im Gebirge des Kreises Minussinsk wird als sehr üppig bezeichnet, sehr ähnlich derjenigen des Altai und wie diese durch viele hohe, blühende Stauden ausgezeichnet.

Über den Teil Ostsibiriens zwischen Sajan und Baikal, welcher die Hauptstadt Ostsibiriens, Irkutsk, begreift, besitzen wir mehr Nachrichten als über den hohen Norden. Namentlich fehlt es nicht an allgemeinen Schilderungen, und zwar sind sie im ganzen günstig. Im Gegensatz zu dem größeren Teile Rußlands und Zentraleuropas wird die Klarheit des Himmels, die Intensität des Lichtes, die Ruhe und Trockenheit der Luft gerühmt, welche trotz der Kälte des Winters das Dasein in dieser Jahreszeit sehr angenehm machen.

Wer die Verhältnisse zu würdigen versteht, wird eher über die relative Wärme des Winters von Irkutsk sich wundern, denn die Stadt ist von allen Meeren weit entfernt und dazu noch durch Bergzüge geschieden, auch die Klarheit des Himmels und

die Ruhe der Luft sind der Ausstrahlung sehr günstig. Der Winter ist hier wärmer als in Minussinsk und Jenisseisk, welche soweit westlich, und auch z. B. als in Chabarowka am Amur, welches 3° südlicher und etwa 300 m (oder mehr) niedriger und dazu dem Meere näher liegt.

Die neuere Periode der Beobachtungen in Irkutsk (von 1873 an) schließt sich der älteren ziemlich gut an, doch zeigt erstere einen etwas kälteren Winter.

Die Bewölkung in Irkutsk ist am kleinsten von Januar bis April (Februar 36 pCt.) und weist zwei Maxima, im Mai (61) und Dezember (65) auf. Letzteres ist ganz lokal und kommt daher, daß die Angara so reißend ist, daß sie im Mittel erst Anfang Januar zufriert. Man könnte diesem Umstande die relative Wärme am Anfang des Winters zuschreiben, aber der Februar sollte dann kälter sein als der Dezember, was doch nicht zutrifft. Ist es möglich, daß hier absteigende Luftströmungen von den benachbarten Höhen Wärme bringen? Weitere Studien sind zu der endgültigen Entscheidung dieser Frage nötig.

Wegen der Höhe ist der Sommer in Irkutsk und Umgegend kälter als in derselben Breite im europäischen Rußland, der Juli ist etwa wie in dem $3^1/_2{}^0$ nördlicheren Moskau. Jedoch macht der frühe Anfang der Wärme im Frühling die Vegetationszeit länger, als man erwarten sollte. Für den Ackerbau soll die burjätische Steppe im Norden von Irkutsk bessere Verhältnisse bieten und das Getreide eher reifen als in der Waldgegend in der Nähe der Stadt.

Der Baikalsee, nach dem oberen See der größte Süßwasser-see der Erde, von hohen Bergen umringt, muß einen großen Einfluß auf das Klima der Umgebung haben. Er muß sich äußern durch Erwärmung und Vermehrung des Schnees im Spätherbste und Winter, so lange der See nicht zugefroren ist, und durch Erkalten der Luft im Frühling und Sommer wegen der Wirkung der Eisschmelze und des dann an der Oberfläche bleibenden kalten Wassers. Leider giebt es an dem Seeufer nur kurze Beobachtungen in Kultuk an der S.W.-Ecke. Die Sommer-monate lassen sich mit Irkutsk vergleichen, trotzdem die Beobach-tungen nicht gleichzeitig sind, weil dann die unperiodischen Abweichun-gen überhaupt gering sind, und zwar ist Kultuk kälter um: Mai

3.4°, Juni 4.1°, Juli 4.6°, August 2.8°, September 1.0°. Die Abkühlung im Sommer rührt wohl daher, daß der größere Teil des Sees sich kaum über 4° im Laufe des Sommers erwärmt. Große Süßwasserseen bei einem so kalten Winter sind also der Vegetation in der Umgegend ungünstig, weil sie nicht nur im Frühling und Anfang des Sommers, sondern bis zum Ende der warmen Jahreszeit Kälte bringen.

In dem großen Gebiete von Transbaikalien, an der Sselenga und den oberen Zuflüssen des Amur, ist der Winter kälter als in Irkutsk. Freilich sind hier alle Stationen höher, aber dies dürfte im Winter wenig Einfluß haben. In den Teilen Transbaikaliens, wo Wald existiert, ist die Luftbewegung noch schwächer im Winter als in N.E.-Sibirien, es ist so recht das Land der Kalmen. Bei solchen Verhältnissen ist zu erwarten, daß die Thäler im Winter kälter sein müssen als die Höhen. Folgende Tabelle giebt ein Bild von der Verteilung der Wärme unter derselben Breite, die Stationen folgen von West nach Ost:

		Breite	Höhe m
Irkutsk		52° 17′	460
Hüttenwerk Petrowsk		51° 16′	770(?)
Stadt	Nertschinsk	51° 58′	600(?)
Hüttenwerk	Nertschinsk	51° 19′	660

		Mitteltemperaturen Nov. bis Februar	Mai bis August
Irkutsk		−15.4	14.7
Hüttenwerk Petrowsk		−21.5	10.9
Stadt	Nertschinsk	−27.5*)	14.1*)
Hüttenwerk	Nertschinsk	−23.8	14.3

Im großen und ganzen wird der Winter kälter nach Osten, aber die Stadt Nertschinsk ist kälter als das gleichnamige Hüttenwerk, welches etwa 300 km weiter östlich liegt. Wahrscheinlich wurden die Beobachtungen in der Stadt, näher der Thalsohle,

*) Auf die gleichzeitigen Beobachtungen des Hüttenwerkes Nertschinsk reduziert.

gemacht. Leider konnte ich keine näheren Erkundigungen erhalten über die lokale Lage der Stationen Petrowsk und Stadt Nertschinsk.*) Was das Hüttenwerk Nertschinsk betrifft, so finde ich die Erwähnung, daß vor 1846 das Observatorium außerhalb des Dorfes, auf einem Hügel lag, seitdem aber 36 m niedriger, im Dorfe, aber doch noch 15 m über dem Hauptteil desselben sich befindet, wobei die Hügel im N. und S. es etwa 90 m überragen.

Die Mitteltemperaturen in den beiden Lagen sind folgende:

	5 Monate Nov. bis März	3 Monate Juni bis August
4 Jahre, Hügel	—20.9	15.8
14 Jahre, Thal	—21.9	16.4

Also herrscht, wie sich erwarten ließ, eine bedeutend niedrigere Temperatur im Thale als auf dem Hügel im Winter und eine höhere im Sommer.

Durch die größere Massenerhebung Transbaikaliens und, wenigstens im Stromsysteme des Amur, durch die Entfernung des Baikalsees, ist die Sommertemperatur höher als weiter westlich in derselben Meereshöhe. Besonders hoch muß, nach Reiseberichten, die Sommertemperatur der Steppen am Onon (S.E.-Transbaikalien) sein, Beobachtungen giebt es dort aber nicht.

In den größeren Thälern und den niedrigeren Steppen Transbaikaliens ist die Wärme dem Ackerbau günstig, nicht immer so, namentlich im E., die Regenverteilung: häufig genug fällt im Vorsommer zu wenig, Ende Juli und August zu viel Regen, denn hier, an der Nordgrenze der ostasiatischen Monsune, verspäten sich die Regen gegen das mittlere und südliche China. Das Klima von Transbaikalien ist viel mehr noch durch unbedeutende Bewölkung, intensives Licht und Lufttrockenheit ausgezeichnet als dasjenige von Irkutsk, und in den Gebirgen, wo das Wasser

*) Die häufige Verwechselung der Stadt und des Hüttenwerkes Nertschinsk, selbst in offiziellen wissenschaftlichen Publikationen, ist sehr zu rügen. Die Entfernung ist etwa so groß, wie von Berlin nach Posen. Nach den Sommertemperaturen zu urteilen, liegt das Hüttenwerk Petrowsk wohl höher als hier, nach Wilds Temperaturverhältnissen, angegeben.

nicht fehlt, ist die Vegetation sehr schön, namentlich aber blütenreich. Selbst beim Hüttenwerk Nertschinsk, wo der Sommer regenreicher ist und die Regen früher anfangen als im zentralen Transbaikalien, ist doch das Jahresmittel der Bewölkung 34, d. h. kleiner als im mittleren Italien, die Periode entgegengesetzt, d. h, am meisten Wolken im Sommer, am wenigsten im Winter. Auch die geringsten Regenmengen der Monate Juli und August im Hüttenwerke Nertschinsk sind bedeutend. In mehr als 40 Jahren ist noch niemals im Juli weniger als 23, im August weniger als 33 mm gefallen. Die mittlere Regenmenge per Regentag ist hier bedeutend, fast doppelt so groß, wie in den meisten Orten des europäischen Rußlands. Hingegen sind sehr ergiebige Regenfälle an einem Tage nicht besonders häufig und nur im Juli und August ist das mittlere monatliche Maximum über 30 mm. In dieser Hinsicht ist ein großer Unterschied zwischen dem Hüttenwerk Nertschinsk und Peking vorhanden. Am letzteren Orte ist das mittlere Maximum an einem Tage mehr als doppelt so groß in den vier Monaten Juni bis September, fast dreifach im Juni, während die mittlere monatliche Regenmenge in Peking nur im Juli etwas über das Doppelte beträgt, in den drei anderen Monaten bei weitem nicht die doppelte Menge erreicht. Und doch ist selbst im Sommer die Bewölkung nicht größer als in Zentralrußland, wo, wie bekannt, der Sommer die Zeit der kleinsten Bewölkung ist.

Es kann die Frage entstehen, ob Transbaikalien in das Gebiet der Monsune einzuschließen ist, eben nur, weil im Winter Kalmen so stark vorwalten, im Sommer aber die Windrichtung noch immer nördlich ist; alle anderen meteorologischen Elemente (mit teilweiser Ausnahme der Feuchtigkeit) zeigen dasselbe Verhalten wie in typischen Monsunklimaten. Im Amurlande ist auch im Winter eine lebhafte Luftbewegung, vorwaltend aus N.W., im Sommer aber aus S.E. Damit sind denn die Grenzen der Monsunregion von Ostasien erreicht, welche sich auch auf das westliche Küstenland des Ochozkischen Meeres erstreckt.

Folgende zwei Tabellen charakterisieren die Verhältnisse:

Windrichtung in Prozenten.

	Dezember und Januar									Juni und Juli								
	N.	N.E.	E.	S.E.	S.	S.W.	W.	N.W.	Kalmen	N.	N.E.	E.	S.	S.E.	S.W.	W.	N.W.	Kalmen
Hüttenw. Nertschinsk	3	0	0	0	0	2	3	11	**81**	8	11	11	7	3	7	8	18	**26**
Blagoweſtſchensk	19	1.3	0.8	0.7	5	1.8	6	**21**	**44**	13	7	6	13	**21**	8	3	9	19
Nikolajewsk a. A.	7	3	8	0.8	0.1	6	**47**	29	6	6	10	25	**34**	1.4	5	5	4	9
Wladiwoſtok	16	1.5	0.1	2	0.1	0.3	0.5	56	23	1.5	1.1	3	**57**	3	3	1.4	9	22
Urga, N.-Mongolei	3	5	13	0.8	0.8	0.5	12	11	**53**	8	6	16	2	0.5	2	12	17	**36**
Due, Weſt-Küſte von Sachalin	**23**	11	10	14	7	3	3	18	9	15	4	6	21	**30**	6	4	5	8

	Januar				April				August				Oktober			
	a**)	b***)	Bewölk.	Regen †)	a**)	b***)	Bewölk.	Regen †)	a**)	b***)	Bewölk.	Regen †)	a**)	b***)	Bewölk.	Regen †)
Hüttenwerk Nertschinsk	1.4	0.4	14	0.5	4.0	2.0	38	3	2.0	0.9	47	28	2.6	1.5	39	3
Blagoweſtſchensk	3.9	1.5	25	0.2	9.5	4.9	53	4	5.5	2.7	58	25	5.9	3.2	51	3
Chabarowska	4.3	2.2	30	0.1	6.4	3.8	55	4	4.3	2.5	59	26	6.1	3.9	53	5
Nikolajewsk a. A. ††)	2.6	2.0	37	3	3.5	1.7	56	6	3.9	1.7	63	18	3.5	1.9	59	8
Wladiwoſtok	6.5	5.8	27	0.3	6.4	4.1	54	5	4.5	3.6	77	33	6.8	5.5	47	13
Kjachta	1.5	0.3	—	1	5.0	2.1	—	0.5	1.7	0.9	—	25	3.2	1.3	24	2
Urga	—	—	14		—	—	31		—	—	39		—	—		

**) Windstärke um 1h nachmittags.
***) Mittel der Windstärke 7h morgens und 9h abends.
†) Regenmenge in Prozenten der Jahressumme.
††) Regen zusammen mit Ajan.

} Meter per Sekunde.

Diese Tabelle zeigt uns, daß weit von dem Meere (Hüttenwerk Nertschinsk, Urga) der Übergang vom Winter zu den wärmeren Monaten fast nur in der Abnahme der Kalmen besteht, viel weniger in der Änderung der Windrichtung. Diese Gegenden befinden sich auch im Sommer noch nördlich und westlich von dem Gebiete niedersten Druckes. Auch die schwächeren Winde des Sommers, gegenüber dem Herbst und namentlich dem Frühling, sind zu bemerken. Dies macht sich im nördlichen China und der S.E.-Mongolei*) noch mehr bemerkbar, der Frühling ist dort die stürmische Jahreszeit par excellence. Bei der Schwäche der Winde im Winter tritt doch die tägliche Periode sehr deutlich hervor, eine Wirkung der Erwärmung durch die Sonne in der Mitte des Tages bei dem fast wolkenlosen Himmel. Wo, wie in Europa unter denselben Breiten, der Himmel im Winter meistens trübe ist, ist die tägliche Periode der Windstärke sehr wenig ausgeprägt, so z. B. von November bis Februar:

	a	b
Pinsk und Kiew	$4._9$	$4._1$

Die jährliche Periode der Bewölkung ist sehr ausgeprägt, im August ist sie dreimal und mehr größer als im Januar. Nur ist noch zu bemerken, daß sie in Transbaikalien und dem Amurlande schon vorher im April sehr gewachsen ist und noch im Oktober bedeutend bleibt, während im nördlichen China z. B. die Monate Juni—September mehr gegen die anderen Monate hervortreten und namentlich die Bewölkung rasch im Oktober abnimmt.

Die Niederschläge haben eine noch schärfere Periodizität, so daß im August allein mehr als $^1/_4$ der jährlichen Menge fällt. Die Verspätung der Regen gegen das nördliche China und die S.E.-Mongolei wird dadurch erklärt, daß das Ochozkische und Nordjapanische Meer bis in die Mitte des Sommers kalt bleiben und also nicht genügend Dämpfe liefern können. In der Nähe der Meere ist die Verspätung noch größer, so daß in Ajan und Nikolajewsk a. A. die größte Regenmenge ganz an das Ende des Sommermonsuns fällt im September. In

*) S. die Reiseberichte von Prjewalski und Klima von Innerasien, Zeit. f. Met. 1877.

Wladiwostok fallen im September noch 16 pCt. der jährlichen Menge, im Juli nur 10.

Im Amurlande ist die jahreszeitliche Periode der Winde mehr ausgeprägt als in Transbaikalien, obgleich noch in Blagowestschensk im Januar fast die Hälfte der Beobachtungen auf Kalmen fällt. Im Sommer walten S.E. und S. schon vor, aber viel weniger als in Wladiwostok. Auch dort, wie in Chabarowka, sind die Winde im Frühling am stärksten, im Sommer wieder schwächeren Winden und häufigeren Kalmen Platz machend. An beiden Orten ist die Menge der Niederschläge äußerst gering im Winter. Im ganzen Gebiet des Amur ist dies der Fall, außer in der Mündungsgegend, wo vom Oktober bis Dezember ziemlich viel Schnee fällt, und in einigen Gebirgsgegenden.

Diese Schneearmut führt dazu, daß z. B. in Tschita selten Schlittenbahn ist und daß der Amur kein regelmäßiges Hochwasser im Frühling hat, d. h. eines Zuges entbehrt, welcher für die Flüsse des europäischen Rußland und Westsibiriens so charakteristisch ist.

Hingegen hat der Amur verheerende Überschwemmungen im Sommer, namentlich im August, freilich nicht jedes Jahr. Diese sommerlichen Hochwasser sind ein Zug mehr in der Ähnlichkeit des Amur mit den Flüssen Chinas.

Im Amurlande herrschen im Winter kalte Winde aus dem Innern und Windstillen so sehr vor, daß noch in Chabarowka, unter $48^1/_2{}^0$, also in der Breite von Paris, Wien ꝛc., der Januar -25^0 Mitteltemperatur hat, dieselbe etwa wie in Pitlekaj unter 67^0 N. Br. an der Nordküste Sibiriens, und die kälteste dieser Breite. In ganz Europa findet sich keine so niedrige Temperatur im Winter. Bei dem Vorwalten der Winde aus dem Innern bringt die kalte Luft auch bis zu der Küste vor und giebt den Küstenorten den kältesten Winter in derselben Breite am Meere, so daß Wladiwostok im Januar um $20—23^0$ kälter ist als Küstenorte derselben Breite in Frankreich, Italien und Dalmatien.*)

Bei dem beständigen Vorwalten kalter Winde aus dem Innern und heiterer Witterung darf jedoch nicht gefolgert werden,

*) Die Kälte in Wladiwostok ist meistens von starken, nicht selten stürmischen N.- und N.W.-Winden begleitet.

daß die Wintertemperatur überall gleich ist in derselben Breite. Sie ändert sich im Verhältnis der Leichtigkeit, mit welcher die Winde bis an die Küste dringen. Wo die Ebenen des Innern durch keine Gebirge von der Küste getrennt sind, dort können die niedrigen, kältesten Luftschichten abfließen, und an der Küste ist es sehr kalt. Beispiele sind die Mündungsgegend des Amur, die Gegend um Wladiwostok, welche von dem intensiv kalten Thale des Ussuri nur durch Hügel getrennt ist, und die südliche Mandschurei (Niutschwang), welche auch von der kalten Gegend des Sungari durch keine Berge getrennt ist.

Wo hingegen die Gebirge und Plateaus keinen Luftaustausch in der niedersten Schicht erlauben, wo nur die Luft von 1000 m an oder höher abfließen kann, dort sind die Küstenebenen und Küstenorte nicht so kalt, denn die Luft erwärmt sich bei dem Niedersteigen; Beispiele dafür liefern die Westküste des Ochozkischen Meeres (Ajan), welches durch die breite Stanowoi-Wasserscheide von dem Lenagebiete geschieden ist, dann die Küstenorte des Amurlandes, welche das Gebirge Sichota-Alin hinter sich haben (St. Olga), endlich die Ebene von Petscheli (Peking), wohin die kalte Luft der Mongolei gelangt durch eine steile Senkung von etwa 1500 m.

Folgende Tabelle giebt die Temperaturen an der Küste oder in deren Nähe und zum Vergleich in möglichst derselben Breite und Lage im Osten von Nordamerika, dessen Winterkälte in Europa so bekannt ist.

Breite	Mitteltemperaturen in Ostasien	Januar	Juli	Mitteltemperaturen im östl. Nordamerika	Januar	Juli	Differenz*) Januar	Juli
$56^1/_2{}^0$	Ajan	—20.4	14.8	Rigolet (Labrador)	—19.9	9.0	0.5	—2.8
$53^1/_4{}^0$	Nikolajewsk a. A.	—23.2	16.5	Naïn (Labrador)	—18.6	10.9	4.6	—5.6
$47^3/_4{}^0$	Kussunai a. Aniwa	—11.9	15.0	St. John, New-Foundland	—6.0	14.0	5.9	—1.0
$43^3/_4{}^0$	St. Olga-Bai	—13.3	19.5	Brunswik, Maine	—6.6	19.7	6.7	0.2
43°	Wladiwostok	—15.4	19.7	Portsmouth, N. H.	—3.9	19.5	11.5	—0.2
$40^3/_4{}^0$	Niutschwang Mantschur.	—12.0	25.4	Newark, N. J.	—1.4	22.7	10.6	—2.7
40°	Peking	—4.6	26.1	Philadelphia	—0.4	24.4	4.2	—1.7
31°	Shanghai	2.1	27.3	Savannah und St. Augustine	12.2	27.5	10.1	0.2
$22^1/_4{}^0$	Viktoria, Hongkong	15.3	28.7	Havana, Kuba**)	22.2	27.8	6.9	—0.9

Aus dieser Tabelle ist ersichtlich, daß in Labrador unter 56° die Wintertemperatur nahezu dieselbe ist wie in Ostasien in derselben Breite, an der Küste des Ochozkischen Meeres, aber Labrador hat ein stärkeres Vorwalten der N.W.-Winde als die Küste weiter südlich und dann ist Naïn kälter im Winter als selbst nördlichere Orte. Dann aber ist die Erhöhung der Temperatur nach Süden viel rascher im östlichen Nordamerika als in Ostasien, weil dort, je weiter nach Süden (wenigstens bis zum 30° N. Br.), desto mehr die S.W.-Winde vorwalten im Vergleich

*) Ohne Zeichen Nordamerika wärmer, mit Minuszeichen Nordamerika kälter.

**) Fast 1° nördlicher als Viktoria, nämlich 23°,9'.

zu den N.W.-Winden,*) und sie kommen von dem sehr warmen Mexikanischen Meerbusen. In Ostasien giebt es keine so warmen Winde, bis zum Wendekreise ist die Luftströmung N. und N.W., d. h. vom Kontinente aufs Meer und aus kälteren Himmelsstrichen. Außer der Breite $56\frac{1}{2}^{0}$ ist in allen anderen hier gegebenen Beispielen Ostasien im Januar viel kälter in derselben Breite ($4._2^0$ bis $11._5^0$).

Die große Kälte der Küstenregion Ostasiens im Winter wird keineswegs ausgeglichen durch eine hohe Temperatur des Sommers, denn zu dieser Jahreszeit wird die Temperatur erniedrigt durch Winde von der kalten Meeresströmung, die längs der Küste fließt (von Schrenck Limanströmung genannt) und durch dichte Nebel. Das Innere des Landes ist im Sommer viel günstiger gestellt, denn es ist dann viel wärmer als an der Küste, Nebel sind höchst selten und auf Nacht und Morgen beschränkt, die Wärme dauert auch lange genug und die Regen sind so ergiebig, daß am mittleren Amur, Sungari und Ussuri eine sehr üppige und mannigfaltige Vegetation zu finden ist. Laubwälder wechseln mit Steppen, eine Rebe (Vitis amurensis) ist häufig. Die Bergzüge schützen im Sommer das Innere gegen die Kälte des Meeres, wie sie im Winter die Küste gegen die Kälte des Inneren schützen. Zwischen dem Mündungsgebiete des Amur bei Nikolajewsk und diesen Gegenden ist ein großer Unterschied der Vegetation, dort ist sie ganz nordisch, dies ist nicht durch die Winterkälte verursacht, sondern durch Mangel an Sommerwärme, nicht nur der Luft, sondern auch der Sonne (häufige Nebel).

Wie im Winter die kalte Luft des Inneren leicht über die niedrige Wasserscheide zur Umgegend von Wladiwostok gelangt, so kommt die kalte Seeluft im Sommer durch dieselbe Wasserscheide zum Thale des Ussuri. Schon Herr Maximowitsch bemerkte, daß das Gebiet des Ussuri eine mehr nördliche Vegetation besitze als dasjenige des Sungari. Chabarowska hat einen kälteren Juli als das $1\frac{1}{2}^{0}$ nördlicher und höher, aber mehr im Innern gelegene Blagoweschtschensk.

Ich habe oben bemerkt, daß auch zwischen dem Gebiete des

*) Coffin, Winds of the globe. Zeitschr. f. Meteorologie 1879, S. 353.

Sungari und dem Golfe von Petſcheli eine niedrige Waſſerſcheide iſt, ſo daß im Norden des Golfes (Niutſchwang) der Winter ſehr kalt iſt. Jedoch das Gebiet des Sungari iſt nicht ähnlichen kalten Winden vom Meere im Sommer ausgeſetzt, wie dasjenige des Uſſuri, denn der Golf von Petſcheli iſt im Sommer warm.

Die obige Tabelle giebt auch die Differenz der Temperaturen des Juli in Oſtaſien und dem öſtl. Nordamerika. An den nördlicheren Stationen iſt letzteres kälter, zwiſchen 43°—44° aber iſt die Temperatur dieſelbe. Im Innern aber hat z. B. Blagoweſtſchensk (50° N.Br.) 20.7° im Juli, eine Temperatur, welche im Oſten von Nordamerika in derſelben Nähe von dem Meere, nicht nördlicher als 44° N. Br. zu finden iſt.

Dieſe Sommerwärme des Inneren von Oſtaſien im Vergleich zu Nordamerika iſt nicht allein eine Wirkung des Schutzes gegen kalte Winde vom Meere, ſondern auch der minderen Mächtigkeit der kalten Meresſtrömungen an den Küſten Oſtaſiens, dieſe ſind keine arktiſchen Strömungen im eigentlichen Sinne, denn die Beringſtraße iſt zu ſeicht und zu eng, als daß durch dieſelbe ein erheblicher Strom kalten Waſſers von dem Eismeer nach dem großen Ozeane kommen könnte, und es iſt auch keine beſtändige Strömung von N. dort vorhanden. Die kalten Ströme Oſtaſiens kommen von den Randmeeren, vom Beringsmeer bis zum Ochozkiſchen und Nordjapaniſchen und können natürlich keine ſolche Maſſe Waſſer führen wie die Ströme längſt der Oſtküſte Nordamerikas, welche eine breite und tiefe Verbindung zwiſchen Eismeer und Atlantiſchem Ozean darſtellen und wo ein beſtändiger, breiter, ſchneller Strom von N. nach S. fließt. Die kalten Strömungen Oſtaſiens ſind nur im ſtande, die gebirgigen Küſten und einen ſehr kleinen Teil des Inneren abzukühlen. Eine andere Urſache der Sommerkälte im öſtlichen Nordamerika ſind die zahlreichen Seen, welche, ſich im Winter ganz oder teilweiſe mit Eis bedeckend, durch Schmelzung desſelben und die Wirkung des kalten Waſſers auf der Oberfläche im Sommer die Luft abkühlen. Selbſt noch auf dem Oberen See (46° N. Br.) bleibt zuweilen Eis bis in den Juni. Das ganze Stromgebiet des Amur hat aber keinen See, welcher ſich auch entfernt mit den großen Seen Kanadas und der Vereinigten Staaten meſſen könnte.

Die Geſtade des Ochozkiſchen Meeres beſitzen eines der

ungünstigsten Klimate unserer Erde. Der Winter ist freilich weniger kalt als im Innern von Ostsibirien, aber genügend kalt, um die Vegetation vollständig zur Ruhe zu bringen und auf dem Meere dicke Eismassen zu bilden, welche z. B. an den Schantarinseln im S.W. (54° N. Br.) bis in den August nicht ganz schmelzen. Zudem ist der Winter nicht windstill wie im Innern, sondern von fast beständigen, heftigen Westwinden begleitet. Besonders heftig ist dieser Wind an dem Nordgestade, wo die trennenden Höhen teilweise niedriger sind. Dort wütet zuweilen drei Wochen ohne Unterbrechung eine heftige Purga (Schneesturm), die alle Verbindungen hemmt.

Der Unterschied des Luftdruckes auf dem Meere und im Innern ist auch sehr groß und erklärt die Heftigkeit der Winde vom Lande aufs Meer. Wahrscheinlich finden sich hier den ganzen Winter Unterschiede des Luftdruckes von 10 mm auf kaum 100 km Entfernung. Daß die Winde nicht noch heftiger und überhaupt solche Gradienten möglich sind, wird durch folgende Umstände bewirkt: 1) Bei der großen Kälte des Innern nimmt der Druck rasch in der Vertikale ab; 2) Höhen trennen das Innere vom Meere, sodaß die kälteste und dichteste Luft nicht abfließen kann; 3) auf dem Kontinente ist die Reibung bedeutend, denn das Land ist bergig und bewaldet; 4) eine fernere Verminderung der Stärke des Windes im Verhältnis zu den Gradienten wird durch die Kälte und Dampfarmut der Luft bewirkt.

Im Sommer strömt die Luft von dem Meere auf das Land, aber die Gradienten sind viel kleiner als im Winter. Die Küsten erhalten somit auch im Sommer kalte Luft, aber mit häufigen Nebeln und feinem Nebelregen, letzterer kommt auch weiter südlich an dem unteren Amur und den Küsten des Amurlandes vor und heißt Buß.

Die Stanowoi-Wasserscheide bildet die Grenze zwischen der warmen, sonnigen Witterung im Innern und den kalten, durchdringenden Nebeln an der Küste. Dieses ist häufig von Reisenden, z. B. von Erman, geschildert worden.

Bis in den August sind die Regen, wenn auch häufig, nicht ergiebig, eben weil das Meer noch so kalt ist, nur im August und September giebt es stärkere Regen.

Wegen der Umkehr der Windrichtung vom Winter zum Sommer und der begleitenden Änderung der relativen Feuchtigkeit der Luft, der Bewölkung, der Zahl der Tage mit Niederschlag und der Menge derselben (alle im Sommer größer) habe ich die Westküste des Ochozkischen Meeres in das Gebiet der ostasiatischen Monsune eingeschlossen, welche hier ihre nördliche Grenze (59° N. Br.) erreichen.*)

Andere Monsunregionen unserer Erde sind auf tropische und subtropische Breiten beschränkt, die Änderungen der Temperatur treten in ihnen zurück gegen die Änderungen der Feuchtigkeit in allen ihren Formen, welche durch die Änderung der Winde bewirkt wird, zudem ist auch die Temperatur wenig verschieden in allen ihren Teilen. Nicht so in der ausgedehntesten Monsumregion unserer Erde, der ostasiatischen, welche Gegenden so verschiedener Temperatur umfaßt, wie das tropische Kochinchina und das seiner Temperatur nach arktische Westgestade des Ochozkischen Meeres. Trotz ihrer verschiedenen Temperatur ist aber diesen Gegenden die streng periodische Änderung der Windrichtung im Laufe des Jahres eigen mit der begleitenden Zunahme der relativen Feuchtigkeit, der Bewölkung, der Häufigkeit und Menge der Niederschläge vom Winter zum Sommer.

Der äußerste Osten von Asien, die Halbinsel Kamtschatka und die Tschuktschen Halbinsel, sind schon außerhalb des Monsunklimas gelegen. Der Osten von Kamtschatka ist im Jahresmittel und namentlich im Winter bedeutend wärmer als der Kontinent unter derselben Breite. Dies wird schon dadurch bewirkt, daß östlich und südlich ein Meer liegt, welches selbst im Winter sehr wenig Eis hat und von wo auch im Winter die Winde nicht selten wehen. Kamtschatka hat eine gewisse Ähnlichkeit der Lage nach mit Newfoundland und wahrscheinlich sind, wie auch im letzteren, die Niederschläge des Herbstes ergiebig; auf den Vulkanen des Innern fallen bedeutende Schneemengen und halten sich auch den Sommer über. Die Temperatur des Sommers ist an der Ostküste von

*) Die erste gedruckte Arbeit, wo dies geschah, ist das „Klima von Ostasien", Zeit. f. Met. 1870, auch in Peterm. Mitt. (1870) abgedruckt.

Kamtſchatka etwas niedriger als auf dem Kontinente unter derſelben Breite, jedoch die längere Dauer der warmen Jahreszeit iſt der Vegetation doch relativ günſtig, namentlich im Innern der Halbinſel, wo auch ſchon Ackerbau möglich iſt.

Kapitel 35.

China und Japan.

Schon in den zwei vorigen Kapiteln habe ich Teile der Monsunregion Ostasiens behandelt und zwar das östliche Hochasien, welches als westliches Grenzgebiet dieser Region gelten kann und das Amur-Gebiet oder die nördliche Grenzregion. In diesem Kapitel ist die Rede von China und der südlichen Mandschurei, dem eigentlichen Zentralraum des ostasiatischen Monsuns, und von Japan, dessen östlichem Grenzgebiet.

Unter dem Einfluße des hohen Luftdrucks, welcher im Innern des Kontinentes im Winter vorhanden ist, kommt der Wind von dort und überweht die Küsten Ostasiens, eine kalte, trockene Witterung bringend, im Sommer aber ist der Luftdruck bedeutend höher auf dem Meere, niedriger auf dem Kontinente, der Wind kommt vom Meere und bringt Wolken und Niederschläge. Die Trockenheit des winterlichen Monsuns wird noch dadurch vergrößert, daß es ein absteigender Wind ist, im Sommer wird die Feuchtigkeit dadurch größer, daß der Wind aufsteigend ist. Ich gebe unten eine Tabelle der Windrichtungen im Winter und im Sommer.

Dezember und Januar.

	N.	N.E.	E.	S.E.	S.	S.W.	W.	N.W.	Windstille.
Peking	13	7	1	2	5	7	3	28	34
Zikawei (Shanghai)	28	12	8	4	4	3	4	26	10
Berg Viktoria, Insel Hongkong	15	20	56	5	0	0	0	3	0
Hakodade	7	1.5	3	5	1.5	1.5	31	47	3
Tokio (Jeddo)	37	12	1.5	2	2	3	2	15	17
Kelung, Formosa	3	57	9	5	1.5	7	1	2	12
				Juli.					
Peking	11	9	4	12	14	7	1	8	35
Zikawei (Shanghai)	1	7	16	32	27	8	4	4	1
Berg Viktoria, Insel Hongkong	0.4	0.4	7	13	39	33	4	3	0
Hakodade	3	0	16	36	10	16	13	3	3
Tokio	7	7	8	9	31	13	3	3	17
Kelung, Formosa	4	17	3	5	6	40	1	2	20

In Peking haben wir einige Zahlen über die Windstärke; sie beträgt in m per Sekunde*): Januar N.W. $6._1$, W. $4._8$, N. $4._0$, die anderen Winde viel schwächer: $1._8$ bis $3._4$. April: stärkster Wind N.W. $6._8$, schwächster Wind E. $2._4$, die anderen von $3._6$ bis $4._0$; Juli N.W. und N.E. $3._3$, die anderen Winde, schwächer; Oktober N.W. $5._7$, E. und S.E. unter $2._8$, die anderen von $3._1$ bis $3._7$.

Es ist also zu sehen, daß in Peking im größeren Teil des Jahres die N.W.-Winde bei weitem die stärksten sind, meistens ist ihre Stärke die doppelte von den entgegengesetzten Winden. Dies ist um so bemerkenswerter, als in einer kleinen Entfernung im N.W. von Peking die Gegend uneben wird, nach E. und S.E. aber die ausgedehnte Ebene von Petscheli und dann der Meerbusen desselben Namens liegen.

*) Fritsche, Klima von Peking, Repert. f. Meteor. Bd. V. Beobachtungen für 23 Jahre.

Für die letzten fünf Jahre sind nach einem anderen System folgende mittlere Windstärken bestimmt worden: Februar, $a = 2.4$, $b = 1.2$; April, $a = 2.9$, $b = 1.8$; Juni, $a = 0.8$, $b = 0.7$; Dezember $a = 3.4$, $b = 2.8$.*) Hier ist also zu sehen, daß die Verstärkung des Windes in der Mitte des Tages viel mehr in der trockenen Jahreszeit eintritt, namentlich im Februar, und viel weniger in der feuchten, regenreichen Jahreszeit, im Juli.

In Zikawei bei Shanghai, wo ein ausgezeichnetes Observatorium besteht, sind von Oktober bis März die stärksten Winde vom Lande N.W. und W.N.W., von Mai bis August die Seewinde S.E. und E.S.E. Die Beobachtungen geben uns die Möglichkeit, nicht nur die Windrichtung, sondern auch den Windweg zu kennen, also wahre mittlere Richtungen und Resultanten zu berechnen.

Ich gebe einige Zahlen, nach siebenjährigen Beobachtungen.**) R. Resultante, V. mittlere Windstärke, Kilometer per Stunde.

	Mittl. Richt.	R.	V.		Mittl. Richt.	R.	V.
Jan.	N. 3° W.	46	13.4	April	S. 72° E.	30	14.7
Febr.	N.10° E.	40	14.0	Mai	S. 54° E.	45	14.3
März	N.52° E.	36	14.2	Juni	S. 50° E.	54	12.9

	Mittl. Richt.	R.	V.		Mittl. Richt.	R.	V.
Juli	S. 38° E.	42	14.3	Okt.	N.32° E.	40	10.1
Aug.	S. 72° E.	37	12.5	Nov.	N. 2° E.	47	10.6
Sept.	N.59° E.	44	10.6	Dez.	N.19° W.	57	13.1

Totaler Windweg in 1000 Kilometern.

	N.	N.E.	E.	S.E.	S.	S.W.	W.	NW.
Winterhalbjahr:	13.3	8.2	6.8	5.7	2.8	1.2	3.4	14.3
Sommerhalbjahr:	4.8	6.5	11.0	16.9	8.4	2.1	2.9	4.3

*) a = um 1 p. m. b = um 7 a. m. und 9 p. m. Wildsche Windfahne. Meter pr. Sekunde.

**) Dechevreus, les vents à Zittawei. Die Arbeiten des Observatoriums zu Zittawei, wie ihres Direktors, sind überhaupt sehr wichtig für die Kenntnis des Klimas von Ostasien.

Der allmähliche Übergang der Winde in einander ist aus der Tabelle gut zu ersehen, die kontrastierenden Monate, was die Windrichtung betrifft, sind Juli und Dezember, die Resultante ist sehr groß in letzterem Monate und im Juni, über die Hälfte. Dies zeigt, daß hier die mittlere Richtung keine Abstraktion ist. In allen Monaten ist die Resultante groß, am kleinsten im April. Die Tabelle des totalen Windwegs zeigt aber gut den nahezu entgegengesetzten Charakter der Jahreszeiten. Der Monsuncharakter der Winde ist gut genug in der oben angegebenen Tabelle ausgedrückt. Nur in Peking sind auch im Sommer ziemlich viel N.W.-Winde. Im Süden, auf den Inseln Hongkong und Formosa, ist schon der Passat (N.E. und E.) im Winter herrschend. Wie früher über andere Monsunregionen bemerkt wurde, ist nicht die Windrichtung allein entscheidend, sondern der ganze Charakter der Erscheinung. Die Tabellen 2 und 4 am Ende des ersten Bandes, ebenso diejenigen in Kap. 2, geben eine Übersicht der relativen Feuchtigkeit, Bewölkung und der Niederschläge. Ich führe einige Zahlen daraus hier an:

Bewölkung.

Peking,	Dezember, Januar	19,	Juli	53.	
Shanghai,	November,	36,	Juni	72.	
Tokio (Jeddo),	Dezember, Januar	42,	Juni	72,	September 73.
Bangkok,	Dezember	19,	Sept.	69,	Juli 63.

Niederschlag, $^0/_0$ der jährlichen Menge.

Peking,	Dezember, Januar	$0{,}_4$,	Juli	36.	
Shanghai,	Dezember	$1{,}_5$,	Juni	17,	September 13.
Kanton u. Hongkong,	Januar	$0{,}_7$,	Juni	18,	September 16.
Saigon,	Februar	$0{,}_2$,	Juni	12,	September 21.
Bangkok,	Dezember	$0{,}_1$,	Mai	16,	September 21.
Tokio und Umgegend,	Januar	3,	Juni	13,	September 16.

Diese Zahlen zeigen, daß das Monsunklima in seiner extremen Ausbildung auf dem Kontinente vorhanden ist, das mittlere China ausgenommen, daß es in seiner gemilderten Form hier und in Japan besteht.

Im Januar ist der Luftdruck über 780 mm an den oberen

Zuflüssen des Amur, d. h. an der Nordgrenze der Monsune, etwa 762 in Cochinchina und noch niedriger im nördlichen Japan, am unteren Amur und namentlich auf dem Ochozkischen Meere. Der kalte, trockene Wintermonsun ist in voller Kraft; an den Mündungen des Amur haben wir dann W.-, in Wladiwostok und Peking N.W.-, in Shanghai N.-, im südlichen China und Cochinchina N.E.-Winde. Man kann eigentlich zwei Hauptströmungen des Monsun beobachten, die eine fließt zum niederen Luftdruck am Äquator, die andere zu demjenigen auf den Höhen des Pazifischen Ozeans.

Im Frühling vermindert sich der Luftdruck rasch über den Niederungen Chinas, daher erscheinen an den Küsten S. und S.E.-Winde. Obgleich die Windrichtung fast mit derjenigen des Sommers zusammenfällt, ist doch der Unterschied vorhanden, daß diese Winde im Frühling weniger beständig sind, ein weniger großes Terrain auf dem Festlande, wie auf den Meeren einnehmen, und daher auch die Regen weniger ergiebig sind. Jedoch in S. China und namentlich in Cochinchina erscheint der Sommermonsun in seiner vollen Kraft schon früher und namentlich im Mai ist eines der zwei Maxima der Regenmenge, während das zweite meistens im September erscheint. Sehr verschieden davon sind die Verhältnisse des nördlichen Chinas, namentlich in einiger Entfernung vom Meere. Hier walten in dieser Jahreszeit S.W.-, W.- und N.W.-Winde vor, welche die trockene Luft aus dem Inneren des Kontinentes bringen. Wahrscheinlich ist zu dieser Jahreszeit in der Mongolei der Luftdruck noch höher als auf den Ebenen des mittleren China, und zu diesen letzteren wird die Luft aus dem Inneren des Kontinentes, wie von dem Meere, angezogen. Der Frühling ist im nördlichen China, wie in der Mongolei, die Zeit der größten Lufttrockenheit und der Stürme. Wenn in ihrem Gefolge auch etwas Regen fällt, so ist doch ihr vorwaltender Charakter derjenige der Staubstürme. Im Mai unterscheiden sich der Norden und der Süden Chinas am meisten. Im S. ist der feuchte S.-Monsun in voller Kraft, im N. walten noch die trockenen Winde aus dem Inneren des Kontinentes vor und die Regenmenge ist unbedeutend.

Im Juni erhalten die S.-Winde ein entschiedenes Über-

gewicht und der niedrigste Luftdruck befindet sich nicht mehr auf den Ebenen von China, sondern westlich von ihnen. Die niedrigen Plateaus von Hochasien sind schon so stark erwärmt, der Luftdruck über ihnen hat schon so abgenommen, daß die Luft vom Großen Ozeane zur Mongolei strömt. Wo ist aber das Zentrum dieses niedrigen Luftdruckes zu suchen? Sehr wahrscheinlich am Lob-nor, denn hier ist das Plateau weniger als 1000 Meter hoch und muß sich im Sommer sehr bedeutend erwärmen. Die Beobachtungen von Prjewalsky zeigen, daß in der Wüste Alaschan (östlich vom Lob-nor) im Sommer S.E.-Winde noch entschieden vorwalten. In dem südlichen Teile von Ost-Turkestan, westlich von diesem See, waren die vorwaltenden Winde eher W. und N.W., und bei weitem nicht so regelmäßig als im Osten.

Im September steigt der Luftdruck bedeutend in der Mongolei und am Ende dieses Monats fangen die trockenen N.W.-Winde an im nördlichen China vorzuwalten. Der Oktober hat schon ganz entschieden die Windrichtung der Wintermonate und zwar nicht nur im Norden, sondern auch im Süden Chinas. Der Übergang vom Sommer- zum Wintermonsun vollzieht sich also rascher und gleichartiger in den verschiedenen Teilen Chinas als der Übergang vom Winter- zum Sommermonsun.

Die regelmäßigen jährlichen Schwankungen des Luftdruckes sind sehr groß in der ostasiatischen Monsungegend, und soweit Beobachtungen vorhanden sind, wurden nirgends größere als in Peking gefunden, wo die Mittel des Januar und des Juli um $19._2$ mm differieren. Nach N. und S. wird der Unterschied kleiner, so ist er in Wladiwostok $12._3$, in Nikolajewsk a. A. $6._0$, in Shanghai $17._4$, in Viktoria (Hongkong) $11._5$, in Saigon nur $2._7$ mm.

Andererseits sind die unperiodischen Schwankungen des Luftdruckes in Ostasien viel kleiner als unter denselben Breiten in Europa und Nordamerika, namentlich im Winter. Die größten unperiodischen Schwankungen in Ostasien finden statt, nicht wie bei uns, im Winter, sondern im März und April, d. h. zu einer Zeit, wo diese Gegenden nicht mehr unter der entschiedenen Herrschaft der asiatischen Anticyklone stehen. So betragen die mittleren Schwankungen des Luftdruckes in dem Hüttenwerk Nertschinsk

im Januar $21._2$ mm, im März $26._1$ mm, in Peking im Januar $18._3$ mm, im März $22._6$ mm.

Die unperiodischen Schwankungen des Luftdrucks vermindern sich im ganzen vom 60° N. Br. bis zum Äquator, und in dem östlichen und mittleren Teile der Vereinigten Staaten sind sie so bedeutend, daß sie unter dem 32° N. Br. noch größer ausfallen als im Hüttenwerk Nertschinsk unter 51° N. Br. In St. Louis sind sie $1^1/_2$mal größer als in Peking, welches unter derselben Breite liegt. Da in Ostasien die Luftdruckmittel des Sommers viel niedriger sind als diejenigen des Winters, die unperiodischen Schwankungen aber klein sind, ist es zu erklären, daß in Peking die mittleren Maxima des Luftdrucks im Juni und Juli niedriger sind als die mittleren Minima im Januar, und die mittleren Maxima des Juli niedriger sind als die mittleren Minima im November, Dezember und Januar. Das mittlere Minimum des Januar ist $0._9$ mm unter dem Jahresmittel, die mittleren Maxima der drei Sommermonate erreichen noch nicht das Jahresmittel.

Ich bemerke noch, daß eine gewisse Beständigkeit des Luftdrucks wenigstens zu der Zeit, wo die Monsune auf ihrer Höhe sind, überhaupt zu dem Begriffe des Monsunklimas gehört; bei derselben Größe der mittleren Gradienten werden die Winde veränderlich sein, im Falle die Schwankungen des Luftdrucks groß sind. Es wird also dann kein eigentliches Monsunklima zu stande kommen.

Höchst interessante Beobachtungen sind in Zikawei über die Bewegung der Cirri gemacht worden und von Dechevrens in zwei Abhandlungen zu sehr wichtigen Schlüssen benutzt worden. Es zeigt sich, daß vom Oktober bis Mai fast alle Cirri von W. kommen, daß in den anderen Monaten, namentlich im Juli und August, auch andere Richtungen, namentlich östliche, ziemlich häufig sind. In den Sommermonaten, an welchen im nördlichen China wenig Regen fällt, kommen die Cirri, wie in den kälteren Monaten, vorwiegend aus W. Dies war ganz besonders während der furchtbaren Dürre der Jahre 1876—1877 der Fall.

Dechevrens hat auch aus der Zusammenstellung der Richtung der Cirri in Zikawei und der Windrichtungen in Manila geschlossen, der obere Luftstrom des mittleren China sei, so zu sagen, als der Speiser des winterlichen N.E.-Monsuns der

Philippinen zu betrachten, und zwar fand er auch, daß in den Sommermonaten, wo in Zikawei die Richtung der Cirri aus W. stark vorwaltet, der sommerliche S. W. in Manila sehr häufig durch N.E.-Winde unterbrochen werde.

Die südliche Mandschurei steht unter der vollen Herrschaft des Monsunklimas. Bewölkung und Niederschläge sind äußerst unbedeutend im Winter und groß im Sommer und zwar ist hier, wie auf der nördlichen chinesischen Ebene, der Eintritt der Regen ziemlich spät, oft nicht vor Mitte Juni.

Dank den langjährigen Beobachtungen von Peking, ist uns das Klima der Ebene von Petscheli besser bekannt als dasjenige anderer Teile von China. Hier ist der Gang der Erscheinung äußerst regelmäßig, die Bewölkung und die Niederschläge sind sehr unbedeutend in der Mitte des Winters während der Herrschaft der N.W.-Winde. Im Frühling wird die Bewölkung etwas größer, während gerade dann die relative Feuchtigkeit am kleinsten ist. Die Niederschläge sind etwas ergiebiger als im Winter, doch fällt bis Ende Mai oder sogar bis Mitte Juni meistens wenig Wasser, dann vergrößert sich die Menge sehr rasch und der Juli ist der regenreichste Monat. Die Höhe des gefallenen Wassers im Januar und Juli verhält sich etwa wie 1 zu 60.

Die Regenmenge der Sommermonate, namentlich des Juli, ist sehr veränderlich und zwar sind in 33 Jahren schon je einmal Regenmengen von 7 und 631 mm beobachtet worden. Die Differenz der mittleren Temperatur-Extreme in Peking ist keineswegs so groß, wie man an einem Orte mit so trocknem Klima erwarten könnte, namentlich sind die relativ nicht tiefen Winterminima zu erwähnen. Das mittlere Jahresminimum ist um mehr als 8° höher als in Petro-Alexandrowsk in Zentral-Asien, wo die Mitteltemperatur des Winters nur um 1° tiefer ist als in Peking. Es ist jedenfalls zu beachten, daß in Peking die Kälte von starken Winden begleitet ist und diese sind absteigend und erwärmen sich dabei ziemlich bedeutend. Die mittleren Jahresminima in Peking sind nicht nur höher als in Petro-Alexandrowsk, sondern auch um 6° höher als in dem relativ gemäßigten Klima von Warschau, welches dieselbe Wintertemperatur hat als Peking. Hoch ist in Peking das mittlere Maximum des Mai, nahezu 33.8°, fast ebenso hoch wie das-

jenige des Juli, aber es ist zu bedenken, daß der Mai noch ein entschieden trockener Monat mit vorwaltenden Westwinden ist, im Juli aber die Extreme der Temperatur durch die Feuchtigkeit und die Regen gemildert werden. Wenn in Peking im Sommer bei vorwaltenden Seewinden und ergiebigen Regen die Mitteltemperatur doch hoch ist, so ist dies, weil einerseits der Golf von Petscheli sich dann stark erwärmt, andererseits, weil in den Sommermonaten die Bewölkung, wenn auch viel größer als im Winter, doch immer mäßig bleibt und also eine bedeutende Erwärmung durch die Sonne zuläßt.

Außer Peking haben wir noch ziemlich langjährige Beobachtungen in Zikawei bei Shanghai und im Süden Chinas. Alle diese Orte sind sehr nahe dem Ufer des Meeres, im Innern Chinas haben wir leider keine Beobachtungen, anders gesagt, hier sind wir auf die Bemerkungen der Reisenden beschränkt.

In dem großen Werke v. Richthofens und in seinen Reiseberichten über China*) finden sich einige Bemerkungen über die Regenzeiten, welche Beachtung verdienen: „Auf der kleinen Ebene von Tschingtufu, der Hauptstadt der Provinz Sytschuan im südwestlichen China, sind September und die erste Hälfte des Oktober trocken. In der zweiten Hälfte des Oktober und im November fällt wenig Regen, aber es ist feucht infolge häufiger Nebel; die Wintersaaten werden dann gesät; das Getreide wächst gut infolge der schwachen Regen, welche im Dezember und Januar fallen. Februar, März und April sind die trockenste Zeit des Jahres. Im Mai fängt die Regenzeit an. Die Regen sind noch stärker im Juni, Juli und August, und in dieser Zeit sind die Flüsse und Bäche so wasserreich, daß nicht nur die Ebenen, sondern auch die Bergterrassen keinen Mangel an Wasser zur Bewässerung der Reisfelder haben." Weiter bemerkt er, daß auch die Provinzen Jünnan und Kweitschau eine ähnliche Verteilung der Niederschläge haben, also gilt das oben Bemerkte für die ausgedehnte südwestliche Gebirgsregion des eigentlichen China. Dann bemerkt er weiter, daß in den Provinzen Kansu, Shensi, Schansi und Petscheli im ganzen dieselbe Verteilung der Niederschläge zu bemerken ist.

Die langjährigen Beobachtungen von Peking und die

*) Peterm. Mitt. 1872.

Beobachtungen Prjewalskys auf seiner Reise bestätigen dies vollständig, für Petscheli einerseits, für Kansu andererseits; nur lassen sie die Trockenheit des Winters im nördlichen und nordwestlichen China noch schärfer hervortreten, als dies aus den Bemerkungen Richthofens für das südwestliche China gefolgert werden kann. Es ist noch eins hinzuzusetzen, daß er über Schensi und Kansu bemerkt: dort sei zuweilen die Regelmäßigkeit der Erscheinungen gestört in der Weise, daß trotz der immer vorhandenen S.E.-Winde der Sommermonate die Regen äußerst spärlich sind. Die furchtbare Hungersnot der Jahre 1876—78 in diesem Teile des nordwestlichen China zeigt, wie richtig diese Bemerkung ist.

Die geologischen und geographischen Studien von Richthofens im nordwestlichen China sind auch in klimatologischer Hinsicht äußerst wichtig. Indem er hier eine enorme Ausbildung der Lößformation sah und deren Ursprung richtig erkannte, wurde er zu dem Schlusse geführt, daß der feine Staub, dem der Löß seinen Ursprung verdankt, aus den Salzsteppen der Mongolei stammt, und durch die im Winter, Frühling und Herbst vorwaltenden N.W.-Winde nach China geführt wird. In dieser trockenen Jahreszeit ist die Luft beständig mit einem feinen Staube erfüllt, der allmählich niederfällt. Alles ist von dem Staube gelb gefärbt, Felder und Wege, Bäume, Gebäude und Menschen.*)

Hier ist uns also durch geologische Beobachtungen ein Einblick in die klimatischen Verhältnisse des nördlichen und nordwestlichen China gegeben und das große Vorwalten der kalten, trockenen Nordwestwinde klar vor Augen geführt.

Nach den von ihm gesammelten Erkundigungen schließt Richthofen, daß in den Provinzen Hupe, Human, Nganhwei, Kiangsi, Kiangsu, Tschekiang und Fukian, d. h. in den Küstenprovinzen zwischen 25° und 35° N. Br. und dem mittleren und unteren Jangtse-Kiang, die Verteilung der Regen die entgegengesetzte ist von der im nördlichen und nordwestlichen China beobachteten.

Ich kann dem Urteile des berühmten Geologen in diesem Falle nicht zustimmen. In der mittleren östlichen Zone von

*) v. Richthofen, China. Bd. I., Seite 85 u. f.

China ist die Verteilung der Regen teilweise verschieden von derjenigen im S. W. und N. dieses Landes, keineswegs aber entgegengesetzt. Es lassen sich viele gemeinsame Züge erkennen.

Da Shanghai fast in der Mitte der Küstenzone Chinas gelegen ist und zwar in der Ebene, so können die Verhältnisse hier uns einen guten Überblick über diejenigen eines großen Umkreises geben.

Die kleinste Wassermenge fällt hier im Dezember: 28 mm; dann wächst sie ununterbrochen bis Juni, wo sie 190 mm. erreicht, fällt im Juli auf 115 mm, erreicht im September ein zweites Maximum von 145 mm und vermindert sich dann bis zum Dezember. Es ist also eine Verteilung der Regen sehr ähnlich derjenigen des südlichsten Teiles von China, wo auch nach den trockenen Wintermonaten ein frühes Eintreten der Regen beobachtet wird, dann eine Verminderung im Juli und ein zweites Maximum im September.

Ein Gegensatz zu dem, was im südwestlichen China beobachtet wird, kann wohl nur in dem gefunden werden, daß dort der April und September ziemlich trockene Monate sind, in Shanghai aber regenreiche. Gegen den Norden Chinas ist der Unterschied der, daß in Shanghai der Frühling viel feuchter und regenreicher ist.

Hinsichtlich der Bewölkung ist der Unterschied größer. Die kleinste Bewölkung ist 36 (im November) und 41 (im Dezember). Im Dezember ist die mittlere Windrichtung N. 19° W. d. h. aus dem Innern des Kontinents. Im Februar ist die Bewölkung bedeutend größer: 64 und die mittlere Windrichtung ist N. 10° E. und da Shanghai auf einem vorspringenden Teile der Küste gelegen ist, so kommen diese Winde schon von dem Meere, welches zu dieser Jahreszeit wärmer ist als das Land.

Es kann also über Shanghai und die Nachbarschaft bemerkt werden, wahrscheinlich auch über das ganze mittlere östliche China, daß in der Bewölkung und in der Verteilung der Niederschläge der Einfluß des Monsune deutlich ist, aber bei weitem nicht so scharf hervortritt, wie im nördlichen und südwestlichen China.

Für das Innere dieses Landes giebt uns das Hochwasser der Flüsse die Möglichkeit, einiges über das Klima zu schließen. Ich bemerke noch, daß dort, wo die Flüsse kein Wasser von der

Schneeschmelze in den Hochgebirgen erhalten können, ein Hochwasser im Sommer auf sehr ergiebige Niederschläge deutet, weil zu dieser Jahreszeit die Verdunstung des Bodens, der Gewässer und der Pflanzen sehr viel Wasser in Anspruch nimmt.

Es ist hinlänglich bekannt, daß der Hoang-ho äußerst verheerende Überschwemmungen verursacht, im Sommer und Anfang des Herbstes. Er nimmt seinen Anfang aus dem Plateau von Tibet, wo trotz der Höhe wenig Schnee fällt,*) so daß jedenfalls das Hochwasser dieses mächtigen Flusses nicht von der Schneeschmelze abhängen kann, auch das keineswegs regelmäßige Auftreten derselben ist ein Beweis dafür. Die Schneeschmelze hängt von der Temperatur ab, deren jährlicher Gang in diesen Breiten ziemlich regelmäßig ist.

Ueber den Jang-tse-Kiang ist im ganzen dasselbe zu bemerken, auch an seinem Oberlaufe ist trotz der Höhe sehr wenig Schneefall.*) Freilich erhält dieser Fluß Zuflüsse aus den Gebirgen des südwestlichen China, wo der Schneefall etwas reichlicher ist, wenn auch dort die Niederschläge des Sommers bei weitem überwiegen.

Die Untersuchung von Oxenham, welcher lange in Hankau lebte, führt zu folgenden Schlüssen.**)

1) Im Winter ist das Wasser sehr niedrig. 2) Im April steigt das Wasser 10—12′ infolge der Schneeschmelze in den Gebirgen. 3) Im Sommer hat der Fluß ein regelmäßiges und höchst bedeutendes Hochwasser, wobei das Wasser gewöhnlich um 40′—45′ (also etwa 13—13½ m) über das Winterniveau steigt und den niedrigeren Teil der Ebene überschwemmt. 4) Dieses sommerliche Hochwasser hängt nicht von der Schneeschmelze ab, weil auf den Hochgebirgen und Plateaus am Oberlaufe überhaupt sehr wenig Schnee fällt. Es hängt ab von den reichlichen Regen, welche im ganzen Flußgebiete in den wärmeren Monaten fallen, namentlich von Mai bis Juli. Auch die Chinesen sprechen niemals von Hochwassern, welche von der Schneeschmelze abhängen. 5) Sind die Regen in dem Flußgebiete ungewöhnlich ergiebig, so kommen große Überschwemmungen, welche auch die Städte unter

*) S. Kap. 33.

**) Inundations of Jang-tze-Kiang, Journal of the R. Geogr. Soc. 1875.

Wasser setzen. Sie können jederzeit von Anfang Mai bis Anfang Oktober erscheinen. Oft sind sie gar nicht vorhanden.

Über die Temperatur von Shanghai und überhaupt des ganzen mittleren Innern von China ist zu bemerken, daß es im Jahresmittel und namentlich im Winter sehr kalt ist. Aus der Zusammenstellung im Kap. 34 ist leicht zu ersehen, daß auch von 23° — 25° N. Br. Ostasien viel kälter ist als das östliche Nordamerika. Aus den Bemerkungen von Richthofens ist zu ersehen, daß es in den gebirgigen Gegenden des Innern einen besseren Schutz gegen die kalten Winde des Nordens giebt und daher wohl höhere Temperaturen im Winter herrschen mögen.

Etwas südlich vom Wendekreise, in Kanton und auf der Insel Hongkong, ist die Mitteltemperatur des Jahres und des Winters äußerst niedrig für die Breite, so daß Frost und Schnee zuweilen dort beobachtet werden. In diesen südlichsten Teilen von China ist die Windrichtung schon verschieden von derjenigen der nördlicheren Teile und zwar N.E. und E. im Winter, S.W. im Sommer. Ich habe schon früher bemerkt, daß hier der Unterschied in der Regenmenge der beiden Monsune wieder stärker ist als in Shanghai. Jedoch fällt die größte Regenmenge nicht im Juli oder August, wie in dem nördlichen Teile der Monsunregion, sondern es giebt, wie im ganzen Süden derselben, zwei Maxima, wovon das erste auf Mai oder Juni, das zweite auf September fällt.

Wenn jedoch auch im Juli etwas weniger Regen fällt, so ist es keineswegs eine trockene Zeit. Die Luftfeuchtigkeit ist groß, ebenso die Bewölkung, die Regen sind häufig. Jedoch, da der niedrigste Luftdruck in der Mitte des Sommers weiter im Innern und im Norden vorhanden ist, so ist der Hauptzufluß der Luft nach dem Innern weiter im Norden. Nach dem, was von Indien bekannt ist, werden wir wohl auch annehmen müssen, daß die kleinen Cyklonen, in deren Gefolge die heftigeren Regengüsse des Monsun fallen, im Juli und August häufiger im nördlichen China, der Mandschurei, dem Amurlande ꝛc. vorbeigehen; im Mai, Juni und September im südlichen China. Im September gesellen sich große Cyklonen (Taifuns) hinzu mit sehr niedrigem Luftdruck im Zentrum, welche furchtbare Verheerungen im südlichen China und auf den Philippinen anrichten.

Infolge der großen Bewölkung, der starken Regengüsse und des Vorwaltens der Winde vom warmen Meere her ist in dem größten Teile Vorder- wie Hinter-Indiens und im südlichen China, wenigstens in der Nähe der Küste, die Temperatur im größeren Teile der Sommermonate höchst gleichmäßig, etwa 27—28°, und auch in anderen Beziehungen ist die Temperatur derjenigen der maritimen Tropenländer höchst ähnlich, denn die periodischen wie die unperiodischen Schwankungen der Temperatur sind zu dieser Zeit unbedeutend. Kürzlich jedoch haben wir Beobachtungen erhalten aus Tongking, welche zeigen, daß hier schon bei einer kleinen Entfernung vom Meere die Temperatur der Sommermonate auf 30° und darüber steigt. Ich bemerke noch hierzu, daß wegen der Lage von Land und Meer der S.W.-Monsun des Sommers hier ein Landwind ist, und wenn es auch ziemlich viel regnet, so sind das meistens heftige Gewitterregen, welche dann wieder eine starke Erwärmung durch die Sonne zulassen. Hier in Hanoi unter 21° N. Br. ist der Winter doch noch relativ kühl, der Januar hat eine Temperatur unter 16°. Schon in Saigon, unter 11° N.Br., herrschen auch im Winter die gewöhnlichen Verhältnisse der Tropen und alle Monate haben eine Mitteltemperatur von über 25°. Hier, wie am Unterlaufe des Menam in Bangkok, sind die Wintermonate äußerst regenarm und im Sommer sind die für den südlichen Theil dieser Monsungegend normalen Erscheinungen zu beobachten, d. h. stärkere Regen am Anfang und Ende des Sommermonsuns.

Über das südliche Laos am Mekong ist zu bemerken, daß auch dort die Monsune ziemlich regelmäßig sind und überhaupt die Regen früher aufhören als in Saigon.*)

Zwischen Kochinchina und Tonking an der gebirgigen Küste von Anam regnet es am meisten im Winter, viel weniger im Sommer, denn der N.E.-Monsun ist hier ein aufsteigender Seewind, der S.W.-Monsun ein absteigender Landwind. Es ist dies eine Umkehrung der Regenzeiten bei normaler Richtung der Monsunströmungen, wie sie auch auf den gebirgigen Inseln östlich von dem asiatischen Festlande vorkommen und zwar bei normal entwickelter Monsunströmung.

*) Lagrée et Garnier, Indo-Chine B. II. S. 39.

Über die Philippinen wissen wir im allgemeinen, daß dort N.E. im Winter, S.W. im Sommer herrscht; da die Inseln gebirgig und von warmen Meeren umgeben sind, so ist es natürlich, daß die Ost- und Nordküsten dieser Inseln ihre Regenzeit hauptsächlich im Winter haben. Manila an der Westküste von Luzon hat überwiegend Regen während des S.W.-Monsuns, wobei die Niederschläge des Septembers bedeutend überwiegen, wahrscheinlich darum, weil zu dieser Zeit der Luftdruck niedriger ist und häufigere große und kleine Cyklonen in der Nähe der Philippinen vorbeigehen. Wegen der Lage auf einer Insel und der Nähe eines warmen Meeres ist hier natürlich auch die Feuchtigkeit und Bewölkung in den Wintermonaten keineswegs so klein als im Innern des Kontinents; die einen und die andern sind am kleinsten im März und April.

Die Insel Formosa hat auch große Unterschiede des Klimas an den Küsten. Wir haben Beobachtungen nur von Kelung an der Nordküste, wo, wie zu erwarten war, der N.E.-Monsun im Winter Trübung und Niederschläge bringt, weil die Luft über ein sehr warmes Meer streicht und dann aufsteigt. Die S.W.-Winde des Sommers hingegen sind absteigend und daher trockner. So haben wir denn hier folgende Mittel:

	Januar	Juli
Bewölkung	88	40
Regenwahrscheinlichkeit	74	23
Regenmenge	572 mm	95 mm.*)

Wegen der Nähe warmer Meere ist in Kelung der Winter wärmer als im südlichsten Teile von China.

Weiter nördlich befindet sich das Japanische Inselreich, aus vier großen und einer Anzahl kleiner Inseln bestehend. Im Winter nimmt hier der Luftdruck rasch ab von S.W. nach N.E. Im Sommer ist er höher auf dem Meere östlich von Japan. Im großen und ganzen ist Japan auch ein Land der Monsune. Im Winter walten die N.W.-Winde vor, im Sommer die S.-Winde. Jedoch ist zu bemerken, daß die Stärke dieser Windströmungen bei weitem nicht dieselbe ist. Im Winter ist der Gradient von W. nach E. und von S.W. nach N.E. bedeutend,

*) Fritsche, Klima Ost-Asiens.

die Winde sind stark, im Sommer ist der Gradient klein und daher sind an vielen Orten lokale Luftströmungen vorhanden, welche die allgemeine etwas verdecken. So namentlich an den Ufern des Japanischen Meeres.

Wie zu erwarten ist, finden wir an der Ostabdachung der Inseln das regelmäßige Monsunklima entwickelt, jedoch freilich schon im Vergleich zu China in einer gemilderten Form, wobei zu bemerken ist, daß hier auch bis zum 36° N.Br. das doppelte Maximum der Regen sich zeigt, mit Maxima im Juni und September. Eigentlich ist noch die erste Hälfte des Juli sehr regenreich, während die zweite Hälfte des Juli und der August weniger regenreich ist, überhaupt ist dies die heißeste Zeit des Jahres. Der August hat überall in Japan die höchste Temperatur. Das Vorwalten des Septemberregen in Japan ist teilweise dadurch zu erklären, daß zu der Zeit das Meer bedeutend wärmer ist als das Land und dies zu ergiebigeren Regengüssen führt; andererseits ist es die Zeit der Taifune, welche bei den Bonin-Inseln oder den Philippinen entstehend, erst nach W. ziehen, dann nach N. und N.E. umwenden und entweder durch die Japanischen Inseln oder die Meere in deren Nähe ziehen. Für deren Erforschung ist in den letzten Jahren viel, namentlich durch Prof. Knipping, gethan und jetzt besteht schon ein Japanisches meteorologisches Institut, dessen Publikationen für die zwei Jahre 1883—84 erschienen sind.*)

Da der N.W.-Monsun des Winters stark und regelmäßig ist, das Japanische Meer nicht gefriert und im Winter weit wärmer ist als das Festland, so muß natürlich die Witterung der Westküste und überhaupt der W.-Abdachung Japans sehr verschieden sein von derjenigen der E.-Abdachung; und wirklich ist dem so. Im westlichen Japan ist der Spätherbst und Winter die Zeit der Bewölkung und der Niederschläge.**) Da es in den Sommermonaten hier auch keineswegs an Regen fehlt, so sind die Küsten des Japanischen Meeres die regenreichste Gegend von Japan; nach den oben erwähnten zweijährigen Beobachtungen fallen

*) Monthly Summaries and Monthly means. Imperial Meteorological observatory. Tokio. Japan.

**) Siehe Rein, Japan, Bd. I. und meine Abhandlung „Klima von Japan". Zeitschr. f. Meteor. Bd. XIII. S. 1 und 25.

hier auf einem bedeutenden Territorium über 200 cm. Die größte Regenmenge fällt in der Nähe der Halbinsel Noto, d. h. dort, wo das Japanische Meer am breitesten ist.

Eine zweite regenreiche Region ist an den S.- und S.E.-Küsten der Inseln Sikoko und Kiusiu, aber hier sind es hauptsächlich Regen der wärmeren Monate April bis Oktober. Dasselbe ist über die Umgegend von Tokio (Jeddo) zu bemerken. Die regenärmste Region Japans südlich von der Insel Hokkaido (Jesso) scheinen der nördlichere Teil der Ostküste von Nipon einerseits und die Küsten des inneren Meeres andererseits zu sein. In der ersten Region fällt wohl deshalb wenig Regen, weil das benachbarte Meer, namentlich im Sommer, durch eine kalte Strömung abgekühlt ist. In der zweiten, weil sie von allen Seiten von hohem Lande umringt ist und die Regenwinde daher einen bedeutenden Teil ihres Wasserdampfes verloren haben, wenn sie dorthin gelangen. Die bis jetzt gemachten Beobachtungen, selbst die von dem Japanischen meteorologischen Institute herausgegebenen, sind an der Küste oder in ihrer Nähe gemacht. Jedoch nach dem, was aus Reiseberichten und der Ausdehnung des Reisbaues, zu welchem fast nirgends in Japan Wasser mangelt, bekannt ist, muß auch im Innern Japans die Regenmenge bedeutend sein. Und zwar im Osten hauptsächlich in den wärmeren Monaten, im Westen auch im Winter. Hier fällt in den Gebirgen eine sehr bedeutende Schneemenge und hält sich auf den höheren von ihnen bis zum August; während im Osten der Fusinojama, der höchste Berg Japans, viel weniger Schnee hat.

Es ist häufig angenommen worden, daß der Osten von Japan wärmer sei als der Westen, wobei sich diese Behauptung darauf stützt, daß die Ostküste dem warmen Kurosiwo näher ist als die Westküste. Schon während meiner Reise in Japan wurde ich darauf aufmerksam, daß die Vegetation keineswegs die landläufige Behauptung stützt und daß im Gegenteil sie darauf hindeutet, daß das westliche Japan wärmer ist als das östliche. In dem nördlichen Teile der Insel Hondo (Nipon) ist die wilde und kultivierte Vegetation sehr verschieden von derjenigen des mittleren und südlichen Teiles. Es fehlen namentlich einige höchst wichtige immergrüne Gewächse, wie der Theestrauch und die Kamelie, auch die großen Varietäten des Bambus, welche so

wichtig für das Leben der Japaner sind. Der Theestrauch reicht an der Ostabdachung nicht über $38^1/_2{}^0$ N.Br., im Westen aber sah ich ihn bei Akita ($39^3/_4{}^0$ N.Br.) und nach Erkundigungen soll er sich noch weiter bis zum $40^1/_2{}^0$ N.Br. finden. Ebenso fand ich auch den hochstämmigen Bambus etwa $^3/_4{}^0$ weiter nördlich an der Westabdachung als an der Ostabdachung der Insel. Hier im Westen fällt freilich viel Schnee, aber die Minima-Temperaturen sind keineswegs tief.

Seitdem sind, wenn auch nur kurze, neue Reihen von Beobachtungen bekannt, so in Innai*) im Westen des nördlichen Nipon, unter 39° N.Br. und 240 m hoch; die Mitteltemperatur des Dezember ist 0.9°, des Januar 0.1°, des Februar 0.6°, für das Wintermittel im Meeresniveau hätten wir also (eine Wärmeabnahme von 0.4° per 100 m angenommen) 1.5°. Das mehr als 3° südlicher gelegene Tokio an der Ostküste hat ein Wintermittel von 3.4°, also nur 1.9° höher als die Temperatur von Innai auf das Meeresniveau reduziert. Niigata an der Westküste, unter fast 38° N. Br., hat eine mittlere Wintertemperatur, kaum verschieden von derjenigen von Tokio, welches 2° südlicher liegt.

Zu Ani, Akita Ken, also wieder im Westen des nördlichen Nippon**) unter fast 40° N.Br., geben einjährige Beobachtungen ein Wintermittel von 1.5° (wohl etwas zu hoch wegen der hohen Temperatur des Januar 1882).

In dem noch nördlicheren Sapporo,***) im Westen der Insel Jesso, unter 43° N.Br., 23 m hoch, ist das Mittel der drei Wintermonate —1.9°, während in dem mehr als 1° südlicheren Hakodate, welches an einer Bucht bei der Tsugarustraße liegt, die Mitteltemperatur —1,3° ist, also nur 0.6° wärmer als in Sapporo.

Ich habe in diesen Fällen die Mitteltemperatur der drei Wintermonate genommen, weil die Beobachtungen so kurz waren, bei dem Vergleiche der einzelnen Monate daher nichtperiodische Änderungen zu störend einwirken würden.

Nördlich von $38\ ^1/_2{}^0$ kommt noch, als abkühlende Ursache an der Ostküste, der Kurilische Meeresstrom, mit seinen dichten

*) Zeitschrift für Meteorologie XIX, 451.
**) Ebenda XIX, 194.
***) Ebenda XIV, 384.

Nebeln, welche an der Meeresküste unter den Breiten von Südeuropa den Ackerbau unmöglich machen. Eine ähnliche Abkühlung ist an der Westküste nicht zu finden, denn die kalte Strömung des Japanischen Meeres hält sich in der Nähe des Kontinentes, die Ostküste des Amurlandes und Koreas abkühlend und dort auch Nebel bringend, während nichts derartiges an den Westküsten der Japanischen Inseln vorhanden ist und hier warme sonnige Tage mit warmen Regentagen abwechseln.

Im Frühling und Anfang des Sommers werden die schon herrschenden Südwinde durch rauhe kalte N.E.-Winde unterbrochen, welche eine der Seidenzucht höchst schädliche, feuchte Kälte bringen. So finden sich denn die wichtigsten Seidenregionen im Osten nicht nahe der Küste, sondern in einer Entfernung und durch Höhen gegen das Meer geschützt, wie im Kesselthale von Fukusima, im Innern von Sinano u. s. w. An den Küsten des Japanischen Meeres hat die Seeluft keinen so schädlichen Einfluß, Seidenbauregionen befinden sich daher am Meere, w. z B. bei Niigata u. s. w.

Ich hatte ferner Gelegenheit, die Vegetation in der Nähe von Tokio einerseits, und an der Küste des Japanischen Meeres andererseits unter derselben Breite zu vergleichen. Gegen die nördlicheren Gegenden ist hier die Vegetation durch Palmen, Bananen- und Orangenbäume bereichert, während zwei wichtige, Kulturgewächse Japans, der Kampferbaum und das Zuckerrohr hier und dort noch fehlen; beide erscheinen noch südwestlich von Tokio, an der Bucht von Suruga. Ich gebe noch folgende Zusammenstellungen aus den kurzen, aber gleichzeitigen Beobachtungen, welche von dem Japanischen meteorologischen Institute publiziert worden sind. Ich vergleiche einerseits Akita in der Nähe der West- und Miyako an der Ostküste, etwa unter $39\,^3/_4{}^0$ N.Br., das zweite etwas südlicher, dann vergleiche ich Nobiru an der Ostküste mit dem Mittel von Niigata und Akita im Westen, hier wiederum ist die östliche Station etwas südlicher als das Mittel der beiden westlichen. Differenz ohne Zeichen, wenn im Westen wärmer.

	Dezember bis März.	Juni und Juli	Jahr.
Akita	-0.3	20.1	9.6
Miyako	(1)	17.4	8.6
Differenz		2.7	1.0
Mittel aus Akita und Niigata	1.0	20.8	10.9
Nobiru	0.1	19.7	10.5
Differenz	0.9	1.1	0.4

Also sind die westlichen Stationen im Winter, und namentlich im Sommer wärmer, trotzdem sie etwas nördlicher liegen.

Im äußersten Süden von Nipon ist wahrscheinlich die Gegend am inneren Meere etwas wärmer als diejenige am Japanischen Meere, weil erstere gegen die kalten, nördlichen Winde durch Gebirge geschützt ist; ich folgere aus dem hier und im vorigen Kapitel Bemerkten, daß 1. der Westen von Sachalin, Jesso und Nipon von 50° bis 36° N. Br. wärmer ist als der Osten im Winter, wegen des Einflusses des Japanischen Meeres; daß 2. für den nördlichsten Teil von Sachalin und den südlichsten von Nipon, etwa nördlich vom 50.° N. Br. und südlich von 35½°, ein kleiner Wärmeüberschuß des Ostens existiert; daß 3. im Sommer der Osten, namentlich die Küste, bedeutend kälter ist als der Westen, namentlich von 50° bis 38½°, etwas weniger im Norden und Süden.

In dem südlichsten Teile der Insel Kiusiu scheint die Temperatur selbst im Winter nicht erheblich höher zu sein als in Nagasaki. Auch hier sind trotz der niedrigen Breite und der Inselllage Fröste keineswegs selten und es ist auch kein Unterschied in der Vegetation gegen den Süden von Nipon; eher sind die äußersten Teile der S.E.-Küste von Kiusiu, Sikoko und der südlichste, vorspringende Teil von Nipon im Winter begünstigt, weil sie dem warmen Meeresstrome unmittelbar benachbart sind. Im äußersten Nordosten der Insel Hokkaido (Jesso), in Nemuro, sind jetzt Beobachtungen vorhanden, welche zeigen, daß dort das Klima äußerst rauh ist, namentlich im Frühling und Sommer, wegen der Nähe des eiserfüllten Ochozkischen Meeres.

*) Januar und Februar 1883 fehlen.

Für die sechs letzten Monate des Jahres 1884 haben wir Beobachtungen in Fusan an der S.E.-Küste von Korea (35° N. Br.). Wie zu erwarten war, ist es dort viel kälter als in Japan: so ist Fusan kälter als das fast 3° nördlichere Niigata im Juli, August und Dezember (im letzteren um $1._7°$) und noch nicht 1° wärmer in den Herbstmonaten. Die Windrichtung ist S.W. im Juli und N.N.W. bis N.W. von September an. Der Luftdruck ist von Oktober an höher als irgendwo in Japan, im Dezember um $1._1$ mm höher als in Nagasaki, welches den höchsten Luftdruck in Japan hat (resp. $769._5$ und $767._4$ mm).

Die Regenverhältnisse sind sehr scharf charakterisiert, im Juli und August fallen an jedem Orte über 360 mm, im Dezember nur 1 mm. Der Vergleich von Japan mit Korea zeigt also wiederum das, was ich früher schon so oft bemerkt habe, daß auf dem asiatischen Kontinente das Monsunklima in seiner reineren und schärferen Form, auf den benachbarten Inseln aber in einer sehr gemilderten Form zum Ausdrucke kommt; der Vergleich Koreas mit Japan bestätigt dies wiederum.*)

*) Als dieses schon gedruckt war, erfuhr ich, daß das chinesische Zollamt Resultate von Beobachtungen im Inneren Chinas, in Hankau und Kinkiang, veröffentlicht hat. Sie bestätigen im ganzen das oben über das Klima des Inneren von China Bemerkte, namentlich die Trockenheit des Winters, den Regenreichtum des Sommers und das große Steigen des Flusses in letzterer Jahreszeit.

Kapitel 36.

Indien und westliches Hinterindien.

Diese Region kann als diejenige des indischen oder südasiatischen Monsuns bezeichnet werden. Es ist die klassische Monsunregion der Erde, diejenige, welche den Europäern am längsten bekannt ist und in welcher die jahreszeitlichen Änderungen der Winde und Hydrometeore schon seit sehr alten Zeit in der indischen Literatur eine Beschreibung gefunden haben. Wie in unseren Breiten das Aufwachen der Vegetation im Frühling von der Zunahme der Temperatur abhängt, so in Indien von dem Auftreten des Alles befruchtenden, feuchten Monsuns; dies mußte auf das Gemüt des Volkes wirken und ist schon lange in indischen Gedichten beschrieben worden.

Wie in anderen Monsun-Regionen, hängt die große jahreszeitliche Änderung der Winde mit den sie begleitenden Erscheinungen davon ab, daß im Winter der Luftdruck höher ist im Innern und in höheren Breiten und daher das Festland und die umliegenden Meere von trockenen Winden überweht werden; im Sommer aber ist er dort am niedrigsten, wo er im Winter am höchsten war; und dieselben Regionen haben dann sehr vorwaltende feuchte Winde. Jedoch über die indische Monsunregion wissen wir mehr als über die anderen, denn hier existiert ein ausgezeichnetes meteorologisches Netz und wir kennen auch den Luftdruck im Innern, über welchen wir uns für andere Monsunregionen mit Hypothesen begnügen müssen und können also die Unterschiede

des Luftdrucks bestimmen, von welchen die Meeresströmung abhängt. Es ist jetzt hinlänglich bekannt, daß die hohe Mauer des Himalaya ein so bedeutendes Hindernis für die Luftzirkulation bildet, daß nicht daran zu denken ist, die indischen Monsune wären von dem Luftdrucke im Herzen Asiens — dem Plateau von Ost-Turkestan — beeinflußt. Also ist es genügend, den Luftdruck über dem nördlicheren Teile der Ebene Indiens mit demjenigen der südlich von dem Kontinente gelegenen Inseln zu vergleichen. Im N. wähle ich die nördlichste Station der Ebene, deren Beobachtungen also noch sicher auf das Meeres-Niveau zu reduzieren sind. Der mittlere Luftdruck im Meeres-Niveau beträgt für die Monate der größten Stärke des trockenen und feuchten Monsuns:

	Dezember.	Juli.
Dera Ismael Chan, 32° N. Br.	$764._6$	$747._0$
Galle, Ceylon, 6° N. Br.	$759._3$	$758._4$
Nancowry, Nikobaren, 8° N. Br.	$759._9$	$758._5$

Es ist also aus diesen Zahlen zu ersehen, daß der Gradient während des feuchten Monsuns mehr als doppelt so groß ist als während des trocknen; denn der Unterschied des Luftdrucks zwischen Pendschab und Süd-Ceylon ist nur $5._4$ im Dezember und $11._4$ im Juli mm. Gegen die Nikobaren ist der Unterschied $4._7$ im Dezember und $11._5$ mm im Juli. Schon dies allein muß den Sommermonsun stärker machen als den Wintermonsun. Folgende Zahlen beweisen dies sehr deutlich.*) Wird die mittlere Windstärke im Dezember und Januar = 100 gesetzt, so ist die mittlere Windstärke in den Monaten Juni, Juli und August folgende:

Kontinent oder nördliches Indien: Maltan 224, Lahore 167, Delhi 167, Lacknau 210, Allahabad 233, Kalkutta 175, Jakobabad (Sind) 295.

Halbinsel oder südliches Indien: Nagpur 235, Bombay 173, Madras 117.

Nahezu überall ist also die Windstärke während des feuchten Sommermonsuns etwa doppelt so groß, und Madras allein macht

*) Report on the meteorology of India, 1881.

eine Ausnahme, denn hier sind die Winde im Sommer Landwinde (S.W.), im Winter Seewinde (N.E.)

Ich werde weiter noch darauf zurückkommen, jetzt aber gilt es, einige, leider noch ziemlich verbreitete, Irrtümer zu berichtigen.

Es ist oft behauptet worden, der winterliche N.E., der in Indien weht, sei der Passat selbst und komme aus Zentralasien über den Himalaya, während der S.W.-Monsun nur eine verhältnismäßig unbedeutende Störung der regelmäßigen Erscheinungen sei, daher müßte denn ersterer stärker sein und in viel größere Höhe hinaufreichen als letzterer. Das Umgekehrte ist der Fall, denn der winterliche N.E.- (bezw. N.W.-) -Monsun ist viel schwächer, wie die obigen Zahlen beweisen, und reicht nicht über 6000 Fuß (1800 m). Noch wichtiger ist der Irrtum wegen der zentralasiatischen Herkunft des N.E.-Monsuns (sogenannten Passats), und um ihn zu bekämpfen, braucht man sogar nicht die neuen Publikationen des Indischen meteorologischen Amtes und die Arbeiten der anglo-indischen Meteorologen zu Hilfe zu nehmen. Allgemeine geographische Kenntnisse sind genügend. Der Himalaya hat seine meisten Pässe noch über 15,000 Fuß (4500 m); die Kammhöhe übersteigt meistens noch 18,000 Fuß (5400 m). Also über ein solches Gebirge soll der Passat hinüberwehen!

Es ist aber bekannt, daß der Passat auch in den tropischen Gegenden, wo er am stetigsten weht, selten eine Höhe von über 18,000 Fuß (5400 m) erreicht, darüber wehen meistens Gegenwinde (Anti-Passat). Auf dem Pik von Teneriffa, welcher unter der mittleren Breite des Himalaya liegt, und dessen Höhe kaum die Hälfte der Kammhöhe des Himalaya erreicht, sind die Winde auch im Sommer veränderlich und meistens westlich, wenn unten der N.E.-Passat stetig weht.

Dies ist ein Beispiel mehr, wenn es solcher bedürfte, wie leicht manche Fehlschlüsse bei Betrachtung von meteorologischen Verhältnissen vermieden würden, wenn man sich nur Mühe gäbe, etwas nachzudenken.

So weit bis jetzt bekannt ist, ist noch kein oberer Luftstrom aufgefunden, der in anderer Richtung als der Monsun wehte, außer am Dodabetta-Pik in den Nilghiris (Süd-Indien), wo die Winde im Sommer vorwaltend N.W. sind, und Blanford, wie

auch Kol. Sykes, durch welchen die Beobachtungen in Dodabetta bekannt wurden, sind der Meinung, daß die Winde dieser Station durch das Thal von Utakamund, welches von N.W. nach S.E. streicht, beeinflußt werden.

Es ist sehr wahrscheinlich, daß in größeren Höhen über dem S.W. ein Gegenstrom weht, jedenfalls aber ist es nicht der Passat, sondern ein Wind, der eher einem Anti-Passate entspricht, denn er kommt dann von einer Gegend hoher Wärme und bedeutender Auflockerung der Luft in der Höhe an. Die Anti-Passate der tropischen Meere kommen auch von einer Gegend hoher Wärme und Auflockerung der Luft, der äquatorialen Kalmengegend, und die Ursache ihrer Entstehung ist dieselbe.

Daß über einer im Sommer sehr warmen kontinentalen Gegend, wie es das nördliche Indien ist, eine eben solche Luftzirkulation bestehen kann und sogar muß, liegt auf der Hand. Wir würden daher Zufluß unten haben und, bei der Lage Indiens, fast ausschließlich von dem Indischen Ozean, und Abfluß oben, nach dem Ozean. Aber gerade, weil die Auflockerung der Luft in Indien viel bedeutender ist als auf den Ozeanen zwischen beiden Passaten, so wird die obere Luftströmung sich erst in sehr großen Höhen bemerkbar machen.

Die anglo-indischen Meteorologen Blanford und Hill haben in der letzten Zeit nach Beobachtungen in den Gebirgen von Ceylon und dem Himalaya die sogenannte Neutralzone (neutral plane) zu bestimmen gesucht, in welcher der Luftdruck über Ceylon und dem Himalaya gleich ist.

Archibald hat diese Berechnungen durch die Einführung der Reduktion auf die Schwere des 45. Grades berichtigt; seine Zahlen, in Meter und Millimeter verwandelt, sind folgende:*)

Ceylon und S.E. Himalaya (Sikkim)		Ceylon und N.W. Himalaya (Dehra-Dun)	
Höhe m	Luftdruck mm	Höhe m	Luftdruck mm
Januar 2114	$592._6$	1696	$624._8$
Juli 3089	$525._3$	4447	$448._3$

*) Quart. Journ. Royal Met. Soc., April 1883.

Es ist aus dieser Zusammenstellung, welche auf ziemlich guten Voraussetzungen beruht, denn es giebt auf Ceylon wie im Himalaya genaue Luftdruckbeobachtungen bis zu Höhen von 2000 m und darüber, zu ersehen, wie sehr die Höhe des Winter- und Sommermonsuns verschieden ist, wie sehr der erstere eine relativ unbedeutende Luftströmung ist, der letztere dagegen eine mächtige. Im Winter und Sommer ist die Luftverteilung über Indien zum großen Teile eine thermische. Der Luftdruck ist niedriger dort, wo die Temperatur höher ist, und natürlich muß erwartet werden, daß, wenn diese Erwärmung ziemlich hoch reicht, die Flächen gleichen Luftdrucks über den wärmeren Teilen in einiger Höhe anders verteilt sein werden als am Meeresniveau und die oben erwähnte Rechnung zeigt, in welcher Höhe dies wahrscheinlich der Fall ist.

Alles, was wir über die Verhältnisse Indiens wissen, führt zu dem Schlusse, daß in der obigen Rechnung die Höhe der Neutralzone im Winter eher zu groß, im Sommer eher zu klein ausgefallen ist; denn im Winter befinden sich die Stationen des Himalaya in 2000 m Höhe und darunter schon oberhalb der Region des winterlichen Monsuns und haben vorwaltende S.-Winde, im Sommer aber findet man S.-Winde in allen Pässen des Himalaya, wovon einige über 6000 m hoch sind.

Die folgende Tabelle giebt einen Einblick in diese Verhältnisse. Der Luftdruck ist hier ohne Reduktion auf das Meeresniveau angegeben.

	Höhe über d. M.-N. m	Februar.	April.	Juli.	November.	Dezember.
Leh, W.-Tibet	3506	497.8	499.7	498.1	500.2	500.2
Ladhiana, Pendschab	247	741.0	738.8	728.6	741.1	742.4
Simla, N.W.-Himalaya	2140	591.2	591.1	587.6	592.7	592.2

Aus dieser Tabelle ist zu ersehen, daß schon in Simla die Differenz zwischen Februar und Juli nur 4.6 mm ist, in der Ebene am Fuße des Himalaya 12.4, also fast das Dreifache, in Leh jenseits des Himalaya ist schon das absolute Minimum nicht

im Juli, sondern im Februar; jedoch ich kehre zu den allgemeinen Verhältnissen Indiens zurück.

Wie überhaupt der Luftdruck uns den Schlüssel zu den Winden giebt, so auch hier. Die Isobaren-Karten für Januar und Juli zeigen uns denn auf den ersten Blick, warum der N.E.- (bez. N.W.) Monsun des Winters so schwach ist und von dem S. W. (S. E.) im Sommer so sehr an Stärke und Beständigkeit übertroffen wird. Die Unterschiede des Luftdruckes in Indien sind im Winter klein, im Sommer viel größer. Bis jetzt hatte man auf dem Kontinente von Nord-Indien einen viel höheren Luftdruck im Winter vermutet, einigermaßen erinnernd an das, was unter denselben Graden in Nord-Afrika, China und den Ozeanen gefunden wird. Aus den am Anfang des Kapitels gegebenen Zahlen für den auf das Meeres-Niveau reduzierten Luftdruck ist zu ersehen, daß bis zur Grenze des Pendschab im Januar nirgends ein mittlerer Luftdruck höher als 765 mm existiert, und es ist sehr wahrscheinlich, daß auch weiter nördlich der Luftdruck in Indien nicht höher ist.

Folgende Tabelle giebt die mittlere Richtung des Windes und die Resultate von einigen Stationen Indiens und zwar für die Monate der entschiedensten Herrschaft der feuchten und trockenen Monsune (Juli und Dezember) und für April, welch letzterer Monat der heißtrockenen Jahreszeit des inneren Indien angehört. Ich habe statt der Grade nur 16 Windrichtungen angegeben, was für eine allgemeine Übersicht der Verhältnisse viel bequemer ist.

	April		Juli		Dezember	
	Mittlere Richtung	R.	Mittlere Richtung	R.	Mittlere Richtung	R.
Pt. Blair., Andamanen-Inseln	E.	45	S.W.	91	N.E.	71
Alipur (Kalkutta)	S.	73	S.	65	N.N.W.	60
Hasaribag	W.N.W.	44	S.S.E.	18	W.N.W.	63
Darjiling, Himalaya	W.S.W.	28	S.	23	S.W.	25
Patna	N.W.	27	E.	37	W.	47
Agra	W.	44	E.N.E.	13	W.N.W.	28
Lahore	W.N.W.	27	E.S.E.	38	N.N.W.	24
Maltan	N.W.	15	S.S.W.	39	N.N.E.	17
Karatschi	W.	68	W.	79	N.E.	21
Berg Abu	W.S.W.	58	S.W.	76	E.N.E.	14
Jabbalpur	W.N.W.	27	W.	67	N.N.E.	23
Bombay	W.N.W.	58	W.S.W.	83	N.	55
Bellary	S.W.	19	W.	86	E.	69
Bangalore	S.S.W.	55	W.S.W.	90	N.N.E.	84
Madras	S.E.	81	S.W.	63	N.E.	72
Jaffna, Ceylon	S.	49	S.W.	93	N.E.	69

Es ist leicht zu sehen, wie verschieden die Winde in Nord-Indien sind und wie verfehlt es sein würde, alle auf die N. E.- und S.W.-Monsune zurückzuführen. Obgleich in einigen Fällen diese Verschiedenheit auf lokale Ursachen zurückzuführen ist, so hängt sie doch überwiegend von allgemeinen Ursachen ab, namentlich von der Verteilung des Luftdruckes. Der Ursprung der Winde des Winters ist in dem oberen Ganges-Thale zu suchen, von wo her die Luft nach beiden Meeren, aber sehr langsam abfließt. Der N.E.- oder E.-Monsun Südindiens fängt südlich von der Satpura-Kette (zwischen Jabalpur und Nagpur) an. In der Ganges-Ebene selbst sind die Winde meistens W.N.W. und Kalmen sehr häufig. Die Winde werden gegen Ende des Winters und im Frühling stärker. In dem nördlichen Teile des Meerbusens von Bengalen fangen im Februar südliche Winde an, während schon im westlichen Bengalen die Windrichtung sehr entschieden westlich ist, und dies dauert im großen und ganzen

bis zum Mai. Auch Gegenden, welche im Winter östliche Winde haben, erhalten jetzt westliche (Nagpur, Adschmir, Bombay ꝛc.), so daß zu dieser Jahreszeit eine viel größere Übereinstimmung in der Windrichtung in Indien stattfindet als zu jeder anderen. Nur der nördliche Teil der Bai von Bengalen macht eine Ausnahme davon, ebenso wie Assam und Arakan, aber letztere gehören schon geographisch nicht mehr zu Vorderindien.

Die Isobarenkarten erklären dieses Verhalten des Windes. Im März ist der Luftdruck schon nirgends, außer etwa im Pendschab, höher als 759 mm (auf das Meeresniveau und 45° reduziert), am niedrigsten scheint er südlich von Nagpur zu sein, unter 757 mm, und ein ähnliches Minimum bildet sich in Unter-Assam, während weiter südlich, über dem Meerbusen von Bengalen, das Barometer höher steht, daher denn die entschieden südlichen Winde im Ganges-Delta und Orissa. In den Nordwestprovinzen und im Pendschab, wo der Luftdruck höher ist, wehen daher noch immer N.W.- und W.-Winde, welche jetzt nach der Depression bei Nagpur strömen, während an letzterem Orte die Winde von verschiedenen Richtungen kommen.

Im April hat die Hitze zugenommen und die Auflockerung der Luft auch. Der niedrigste Luftdruck, etwa 755 mm, erstreckt sich von Nagpur über das Plateau des westlichen Bengalen bis in die Nähe von Kalkutta. Von dem Bengalischen Meerbusen wehen daher Südwinde nach dieser Gegend zu, während der Zufluß der Luft auch von dem Arabischen Meere stärker wird, und in der Ganges-Ebene, Radschputana und den Zentral-Provinzen stetige und starke Westwinde die Herrschaft haben. Auch im Mai ist eine Auflockerung der Luft in derselben Gegend, aber noch markierter ist dieselbe weiter westlich, in Radschputana und Bandelkand, etwa 750 mm, und die Temperatur hat dort ihr Jahres-Maximum erreicht (33—35°).

Im Juni erreicht die Auflockerung der Luft ihren Höhepunkt, und wahrscheinlich ist sie am größten in Sind, wo auch, wie im westlichen Pendschab, die höchsten Temperaturen herrschen. Jetzt ist der sommerliche Monsun in voller Kraft vorhanden und in den meisten Teilen Indiens fallen heftige Regen. Die Änderungen in den Windrichtungen von Mai bis Juni, dort, wo man annehmen kann, daß im Sommer der S.W.-Monsun herrscht,

bestehen darin, daß der Wind etwas nach Süd geht (so in Dschabalpur von W.N.W. nach W., in Nagpur von N.W. nach W.N.W., in Bombay von W. nach W.S.W. ꝛc.).

Wir haben nun die Änderungen in der Windrichtung verfolgt vom Winter zum Sommer und fast überall allmähliche Änderungen gefunden, nicht schroffe Übergänge von einem Monsun in den anderen, oder Zeiten mit unbestimmten Winden, häufigen Windstillen, von Zeit zu Zeit von heftigen Stürmen unterbrochen.

Im Herbst ist der Übergang von letzterer Art. Bis zum September herrschen in ganz Indien dieselben Winde wie im Juni, nur ist zu bemerken, daß der S.W.-Monsun des Arabischen Meeres im August weiter nach Osten vorrückt als in den anderen Monaten. Der Übergang von September zu Oktober ist ein sehr schroffer, und in ganz Nord-Indien, ja sogar in Bombay, hat der Oktober die Windrichtungen des Winters, nur ist das Vorwalten der N.- (bez. W.-) Winde weniger entschieden. Wenn man den Verhältnissen im Detail nachforscht, so sieht man, daß die entgegengesetzten Windrichtungen durch einige Tage mit Kalmen oder schwachen Winden getrennt werden. Dies ist die Zeit der Orkane im Meerbusen von Bengalen.

Wenn, wie oben gesagt, ein sehr kleiner Unterschied zwischen der Richtung und Stärke der Winde des Frühlings und Sommers besteht, oder, wie man in Indien sagt, der heißen und der Regenzeit, so wissen wir doch, daß große, fundamentale Änderungen in der Witterung im Juni eintreten, indem dann die Regen anfangen. Es fragt sich nun, wie kommen diese Änderungen zu stande?

Im Frühling, wenn die Erwärmung des Festlandes anfängt, wird von den nahen Meeren Luft angezogen, aber erst in den untersten Luftschichten, denn diese allein sind dann hoch erwärmt und leicht, wie schon daraus zu ersehen ist, daß im April und Mai die Temperaturabnahme mit der Höhe am größten ist. Wir haben schon gesehen, daß anfangs nur im Norden des Bengalischen Meerbusens Südwinde eintreffen, also kommt die nach dem Kontinente eingezogene Luft nicht von weit her. Auch im Westen Indiens reichen die dann herrschenden Westwinde wahrscheinlich nicht sehr hoch, und von dem kälteren Arabischen Meere

kommend, ist Kondensation unmöglich. Wir haben Ursache zu vermuten, daß im Frühling der Luftdruck auf dem Meere hoch ist, namentlich im nördlichen Teile desselben, und gerade von dort kommen die Winde im Frühling nach Indien. In Bombay ist die mittlere Windrichtung im März und April N.W., im Mai W.

Ende Mai oder Anfang Juni scheint sich eine bedeutende Änderung im Luftdruck über dem Arabischen Meere zu vollziehen, die Erwärmung von Wasser und Luft mußte schon den Luftdruck sinken machen und der beständige Abfluß der Luft nach dem erhitzten asiatischen Kontinente wirkt in derselben Richtung, so daß überhaupt kein Maximum des Luftdruckes sich mehr auf dem nördlichen Teile des Indischen Ozeans vorfindet, bis endlich Luft von der südlichen Hemisphäre den Äquator überschreitet und nach Indien hingezogen wird. Der S.E.-Passat verwandelt sich dabei allmählich in einen S.-, dann S.W.-Wind — den eigentlichen sommerlichen S.W.-Monsun Indiens. Indem die Anlockerung in Indien gegen Juni noch zunimmt, wird dieser hereingezogene Seewind eine viel höhere Luftschicht einnehmen als die Seewinde des Frühlings, und dabei wird diese Luft, über die wärmsten und dampfreichsten Gegenden am Äquator kommend, sehr feucht ankommen, daher den mitgebrachten Wasserdampf in mächtigen Regengüssen fallen lassen.

Also ist es die Beschaffenheit der Luftströme, die von Juni bis September über Indien wehen, welche die so ergiebigen Regen dieser Zeit veranlassen. Sie treten nicht zu derselben Zeit im Lande ein, sondern im ganzen früher an den Küsten und im Süden. Weiter im Innern und im Norden kann am Anfang der Monsun-Strömung fast kein Regen fallen, wegen der sehr hohen Temperatur, und auch darum, weil die Luft schon den größten Teil ihres Wasserdampfers auf dem Wege hat fallen lassen. Später werden die Luftströme über den Gegenden, wo früher Regen gefallen war, wieder Wasserdampf aufnehmen. Andererseits wird dann weiter im Norden durch die eintretende Trübung die Temperatur niedriger und im Juli erhalten dann auch Zentral-Indien und zuweilen Radschputana und das östliche Pendschab ergiebige Regen. Sind mit der nahen Bikanir-Wüste und das westliche Pendschab bleiben aber meistens trocken. Die Tabellen

3 und 4 geben eine genügende Übersicht über die Regenmenge in Indien und deren Verteilung auf die Monate.

Es ist leicht zu sehen, daß die größten Kontraste im Süden zu finden sind; in Bombay und Mahableshwar fallen 95 und 97 Prozent der ganzen Regenmenge von Juni bis September, d. h. es regnet nur während des S.W.-Monsuns, der hier direkt vom Meere kommt, und, zum Aufsteigen gezwungen, sehr ergiebige Niederschläge giebt. An der Koromandelküste hingegen ist der S.W. ein Landwind, daher fallen dort die ergiebigsten Regen von Oktober bis Mitte Dezember, d. h. während der Kalmen und der veränderlichen Winde des Monsunwechsels und beim ersten Andrange des N.E.-Monsuns, der warm und dampfbeladen von dem Meerbusen von Bengalen ankommt. Aber es ist falsch, zu sagen, was bisweilen gethan wird, die Regenzeiten der Koromandelküste seien die entgegengesetzten von denen der Westküste und der N.E. sei hier der eigentliche Regenwind, denn Januar und Februar, wo der N.E. noch entschieden herrscht, sind viel trockener als die Monate Juni bis September, wo der S.W. vorwaltet.

Noch weiter nördlich, sogar im Ganges-Delta, finden sich diese späten Regen von Madras, aber sie beschränken sich auf den Oktober. Dieser Monat ist dort der unregelmäßigste des ganzen Jahres. Wenn eine der gefürchteten Cyklonen losbricht, dann kann in kurzer Zeit eine enorme Regenmenge fallen, in anderen Jahren aber ist der Oktober trockener.

An der Meeresküste regnet es denn im ganzen viel mehr am Ende des Jahres als etwas weiter im Innern, so z. B. fallen im Oktober 16 Prozent auf der Sagar-Insel an der Gangesmündung und nur 8 Prozent in Kalkutta.

Die Regenhöhe vermindert sich sehr rasch von der Küste nach dem Innern in der Ebene und steigt sehr bedeutend, sobald die feuchten Luftströme an Bergseiten aufsteigen müssen. In dem waldigen und sumpfigen östlichen Bengalen, Assam und Arakan, ist die Regenmenge viel bedeutender als weiter westlich. So ist sie schon in Dhaka größer als in Kalkutta, in Akjab an der Arakan-Küste beträgt sie schon über 500 cm. Wenn die Südwinde noch über die feuchten Landschaften Sylhet, Kachar gestrichen sind und dann an den steilen Kasia-Bergen in die Höhe steigen müssen, erhalten wir die größte Regenmenge, die jemals gemessen wurde, in

Tscherrapondschi über 1200 cm im Jahre. Und diese enorme Menge ist nicht etwa gleichförmig über das ganze Jahr verteilt, sondern $^9/_{10}$ fällt in den fünf Monaten von Mai bis September, fast $^1/_3$ im Juli, fast kein Regen im Dezember. *)

Vielleicht einen noch besseren Beweis, wie regenreich diese Gegenden sind, bietet uns das Thal des mittleren Brahmaputra. Seine Lage ist eine solche, daß die feuchten Winde entweder auf einem Umwege dorthin kommen oder von den Kasia-Bergen absteigen müssen, d. h. sich erwärmen und von dem Sättigungspunkte entfernen, und doch ist nirgends eine Regenmenge von weniger als 160 cm gemessen. Wo die Luft wieder aufsteigt, in Buxa-Fort im Himalaya, hat man wieder über 600 cm gemessen.

In den Himalaya-Stationen vermindert sich die Regenmenge von Ost nach West, so daß Hazara nur $^1/_6$ der Regenmenge von Buxa hat. Dies ist nicht nur der größeren Trockenheit im Innern zuzuschreiben, sondern auch der Richtung des Gebirges. Der östliche Himalaya streicht von W. nach E., ist also den im Sommer herrschenden Südwinden fast perpendikulär, der westliche Himalaya hat aber eine Richtung W.N.W. nach E.S.E. bis N.W.—S.E., ist also den S.E.-Winden des Ganges-Thales nahezu parallel.

In den Gegenden östlich von Kalkutta ist auch das frühe Eintreten der Regen zu bemerken, sie sind schon im April stark, nachdem die Seewinde die Herrschaft erlangt haben. Die kühlere Luft, eine Folge der Wald- und Sumpfbedeckung, läßt es eher zur Kondensation kommen.

In der Ganges-Ebene, nordwestlich von Kalkutta, tritt hingegen die Regenzeit spät ein, April und Mai gehören hier zu den trockensten Monaten. Die Regenmenge vermindert sich nach N.W. und 80 bis 90 Prozent davon fallen in den 4 Monaten Juni bis September.

In dem Pendschab ist eine weitere, sehr bedeutende Verminderung der Regenmenge zu bemerken, sowie eine Änderung der Periode. In der Ebene fällt noch die größte Menge in den Monaten Juni bis September, aber eine andere Regenzeit ist auch schon markiert, im Vorfrühling, namentlich im Februar und März. Die drei

*) S. über die größte Regenmenge an einem Tage Kap. 2.

letzten Monate des Jahres sind sehr regenarm, namentlich November, während im Frühling (April, Mai) eine zweite, nicht so markierte trockene Zeit zu bemerken ist.

Auch weiter südlich, in der Ganges-Ebene und in Radschputana, fallen regelmäßig Regen im Anfange des Jahres, meistens im Februar, aber ihre Menge tritt gegen diejenige der Monsun-Regen sehr zurück.

An der Westküste sind die Regen ergiebig und fast ausschließlich auf die Monate des S.W.-Monsuns beschränkt. Östlich von den Ghats, auf dem Plateau von Dekhan, vermindert sich die Regenmenge sehr stark (Puna, Solapur), aber weiter nach N.E., in den Zentral-Provinzen, wird dieselbe wieder größer und hier ist sie auch fast nur auf die Monate Juni bis September beschränkt.

Über die Regen Indiens ist dem oben Bemerkten noch folgendes zuzusetzen, in betreff einerseits der Regen des sommerlichen Monsuns, andererseits über die Winterregen des nördlichen Indien; die Untersuchungen der anglo-indischen Meteorologen haben gezeigt, daß ein ergiebiger Regenfall nicht den Tagen eigen ist, wo der Monsun stetig weht, sondern denjenigen, an welchen kleine Cyklonen, d. h. solche, in deren Zentrum der Luftdruck nur etwa 2—4 mm niedriger ist als in der Umgebung, erscheinen. Durch diese Bemerkungen ist es erklärlich, daß, obwohl der Eintritt der Seewinde im Sommer ziemlich regelmäßig ist, die stärkeren Regen des Sommers in manchen Jahren später eintreten, früher aufhören oder überhaupt weniger ergiebig sind als gewöhnlich. Diese Fälle haben desto größere Aufmerksamkeit erregt, als eine zu kurze Dauer und eine zu geringe Ergiebigkeit der Regen Hungersnot erzeugt, welche Millionen von Menschen das Leben kostet. Daher ist es natürlich, daß dieser Umstand nicht nur im Interesse der reinen Wissenschaft, sondern auch in demjenigen des praktischen Lebens die Aufmerksamkeit erregt hat, so daß wir unter denen, welche sich damit beschäftigt haben, nicht nur Meteorologen, wie Blanford, Hill und Archibald finden, sondern auch Statistiker, wie Hunter.

Sehr viel ist dabei der Einfluß der Sonnenflecken betrachtet worden und zwar mit dem allgemeinen Resultate, daß Jahren mit einer kleinen Anzahl von Sonnenflecken geringe Regen des feuchten

Sommermonsuns entsprechen (so u. A. die Dürre der Jahre 1876 bis 1878), während im Gegenteil in diesen Jahren die Winterregen des nördlichen Indiens mehr als gewöhnlich ergiebig sein sollen. Jedoch die Sache ist keineswegs so sicher, wie es den Verfassern der betreffenden Arbeiten erscheint, und ich wende mich zu den Winterregen Nordindiens, welche früher nur ganz kurz erwähnt wurden. Bis vor kurzem waren die Ansichten selbst der ersten Autoritäten über diesen Gegenstand noch ziemlich zweifelhaft; in letzter Zeit ist eine wichtige Arbeit darüber von Blanford erschienen, welche ich hier kurz betrachten werde.*)

Der Regenfall in der kalten Jahreszeit ist stets das Resultat eines lokalen Barometerfalles, der Bildung einer barometrischen Depression, welche im allgemeinen zuerst im Pendschab und im Westen von Radschputana erscheint und sich dann ostwärts fortbewegt. Gegen und um diese Depression wehen die Winde cyklonisch, und die Winde von Süden, welche mit Wasserdampf beladen ankommen, entladen diesen als Regen hauptsächlich auf der Ostseite und Nordseite des barometrischen Minimums, wo sie eine aufsteigende Bewegung annehmen. Derart beginnen die Regen der kalten Jahreszeit im allgemeinen im Pendschab und dehnen sich später bis zu den Nordwestprovinzen und Behar aus, zuweilen bis nach Bengalen. So wie die Störung nach Osten vorrückt, folgt ihr eine Welle hohen Luftdruckes und kühler Nordwestwinde, welche gewöhnlich einige Tage anhält, nachdem die Regen aufgehört haben.

Die Hauptfrage, die bei dem Probleme der Winterregen Nordindiens zu beantworten ist, besteht in der Erklärung der Bildung dieser Barometerdepressionen in einer Region, wo das Barometer in dieser Jahreszeit im allgemeinen hoch steht.

Man hat angenommen, daß sie von Westen, von Afghanistan herkommen. Abgesehen davon, daß dies beim Fehlen von Beobachtungen daselbst ein Schritt ins Dunkle war, haben die Beobachtungen der Station Quetta (Beludschistan) neuerdings direkt gezeigt, daß dies nicht der Fall zu sein scheint. Blanford schließt daher, daß in den meisten Fällen, wenn nicht in allen, diese

*) Theory of the winter rains of Northern India. Journal of the Asiatic Society of Bengal. Vol. LIII. Pt. II. No. 1. June 1884. Referat in d. Zeit. f. Meteor. XIX. 452.

Störungen in Indien selbst entstehen, so daß die Ursache ihrer Entstehung in den meteorologischen Verhältnissen von Nordindien selbst gesucht werden muß. In manchen Fällen treten sie zuerst in Radschputana oder Zentralindien auf, und es ist dann ihr rein lokaler Charakter außer aller Frage.

Die Region, über welcher die Winterregen mehr oder weniger regelmäßig auftreten, fällt zusammen mit dem Gebiete, in welchem die relative Feuchtigkeit zu dieser Jahreszeit, statt gegen das Innere des Landes sich zu vermindern, mit zunehmender Entfernung von der Küste wächst. In allen Monaten zwischen März und Dezember wird die Luft immer trockener, absolut wie auch meist relativ, sowie man von Bengalen gegen die oberen Provinzen fortschreitet. Vom Dezember bis zum März jedoch wächst die Trockenheit landeinwärts nur bis Behar. Darüber hinaus nimmt die relative Feuchtigkeit zu, (wenn auch der Dampfgehalt der Luft selbst nahezu unverändert bleibt) und nähert sich der Sättigung; im Pendschab ist die Luft in dieser Hinsicht am feuchtesten. Diese Gegenden haben auch vom Dezember bis März die größte Bewölkung. Dies scheint in hohem Grade abzuhängen von der Ruhe der Luft. Der Wasserdampf, welcher sich stets von der Erdoberfläche entwickelt, diffundiert allmählich aufwärts in der ruhigen Atmosphäre und erreicht bald jene Höhenschicht, wo er sich zu Wolken zu kondensieren beginnt. Wenn dann einmal derart eine mäßig dicke Wolkenbank sich gebildet hat, wird das Gleichgewicht bald gestört. Die Wärmeabnahme ist in einer wolkigen Atmosphäre viel langsamer (etwa um ein Drittel) als in einer klaren. Diese anfängliche Störung genügt dann, einen Zufluß von Luft von allen Seiten her und eine aufsteigende Luftbewegung zu veranlassen, wobei das Barometer fällt; warme, wasserdampfbeladene Winde kommen von Süden her und wir haben alle Bedingungen zur Entstehung der Winterregen.

Wenn diese Ansicht richtig ist, so müssen die Ruhe der Luft zusammen mit einer mäßigen Wasserdampfbildung als die Bedingungen betrachtet werden, welche in erster Linie der Bildung barometrischer Minima und der Winterregen Nordindiens zu grunde liegen. Diese Ruhe der Luft wird hervorgebracht durch die Existenz der hohen Bergketten, welche Nordindien umsäumen und nur den Zugang von Süden her freilassen. Würde die

Himalayakette fehlen und die Ebenen sich bis zur Gobi ununterbrochen hin erstrecken, so würden die Winterregen Nordindiens fehlen, der Wasserdampf würde von starken, trockenen Nordostwinden hinweggeschafft werden und die Witterung würde den Charakter jener des südlichen China annehmen.

Die Monate, wo in der Ebene am Fuße des Himalaya viel Regen fällt, sind gerade diejenigen, wo im Himalaya viel Schnee fällt, und nach einer neueren Arbeit von Blanford*) ist eine direkte Beeinflussung der Regen des Sommermonsuns auf der Ebene von Nordindien durch den Schneefall in den äußeren Ketten des Himalaya zu erkennen und zwar in der Art, daß in den Jahren, wo viel Schnee in den äußeren Ketten des Himalaya fällt, die Luft dabei abgekühlt wird, der Luftdruck höher als gewöhnlich steigt und die trockenen W.-Winde länger vorwalten, soweit die Regen hindern. Archibald**) und Hill***) haben, wie oben bemerkt, gezeigt, daß die Winterregen im nördlichen Indien gewöhnlich größer sind in den Jahren, wo die Sommerregen kleiner sind, und umgekehrt.

Blanford findet anstatt dieses empirischen Zusammenhanges einen auf physikalischen Verhältnissen beruhenden und giebt eine Tabelle für die Nordwestprovinzen und Audh, der Prozente einerseits von Januar bis Mai, d. h. der Monate, welche bei Regen in den Ebenen Schneefall in den mittleren Höhen des Himalaya haben, andererseits der Regenmonate Juli bis September. Unter den 18 Jahren von 1864—1881 sind nur drei, in welchen das Zeichen der Abweichung für beide dasselbe ist, bei fünfzehn ist es entgegengesetzt. 1876 und 1879, welche die schwächsten Regen des Winters und des Frühlings hatten, 66 und 54 Prozent der mittleren Regenmenge nach langjährigen Beobachtungen, hatten sehr ergiebige Monsunregen, 121 und 134 Prozent. Das Jahr der stärksten Winter- und Frühlingsregen (1877): 171 Prozent, hatte die schwächsten Monsunregen: 45 Prozent. Die bedeutendste Ausnahme von der Regel fand im Jahre 1880 statt, wo der

*) On the Connexion of the Himalaya Snowfall with Dry Winds and Seasons of Drought in India. — Proceedings of the Royal Society. No. 232. 1884.

**) „Nature", Vol. XVI. p. 339.

***) Report. to the North-West Provinces Government.

Regenfall in beiden Jahreszeiten klein war, resp. 74 und 69 Prozent. Jedoch Blanford zeigt, daß in diesem Jahre, wenn auch wenig Regen im Frühling auf den Ebenen fiel, der Schneefall im Gebirge bedeutend war und namentlich im Februar in Kumaon bis zu einer niedrigeren Höhe reichte als in vielen früheren Jahren. Außerdem ist zu bemerken, daß im nordwestlichen Himalaya, z. B. in Gilgit, nordwestlich von Kaschmir und Kumaon, ein außerordentlich starker Schneefall zwischen dem 1. und 6. Juli war, infolge dessen sehr viel Vieh zu Grunde ging. Infolge dessen war der August, namentlich die zweite Hälfte desselben, fast regenlos im nördlichen Indien, es erschienen trockene, westliche Winde, welche an die Notjahre 1876 und 1877 erinnerten. Nach den Verhältnissen, welche sich hier gezeigt haben, hat Blanford schon einigemal das mehr oder weniger späte Eintreffen des Sommermonsuns vorhergesagt und zwar mit großem Erfolge.

Ich gehe jetzt zur Temperatur Indiens über und beginne mit dem Oktober, in welchem Monat bereits in einem großen Teile Indiens der sommerliche Monsun aufgehört hat. In dieser Zeit ist die Temperatur sehr gleichmäßig, nahezu 26—27° im ganzen Lande; dann aber fängt eine Abnahme an, welche schon im November ziemlich bedeutende Differenzen ergiebt, z. B. Lahore 18.5°, Andamanen 26.8°. Im Januar ist die Differenz noch größer, wie aus der Tabelle 1 leicht zu ersehen ist. Relativ am tiefsten ist zu dieser Jahreszeit die Temperatur in der Ebene am mittleren Ganges, während sie auf den umliegenden Höhen teilweise sogar ohne Reduktion auf ein gemeinsames Niveau etwas höher ist. Dies ist eine natürliche Folge der Ausstrahlung bei klarem Himmel und sehr schwachen Winden. (Siehe Kap. 11.)

Die Einwohner Indiens nennen diese Jahreszeit die kalte. Diesem Ausdrucke wird natürlich ein Europäer nicht zustimmen, denn außer der niedrigen Breite schützt auch der hohe Wall des Himalaya so sehr, daß bis zum äußersten Norden Indiens die Temperaturen relativ hoch sind, namentlich wenn man bedenkt, daß die trockenen Winde, der klare Himmel und im Norden auch der weite Abstand vom Meere, eher einer niedrigen Temperatur des Winters günstig sind. Ein Vergleich mit der ostasiatischen Monsunregion zeigt dies am besten:

Mitteltemperatur des Januar.

N. Br.	Indien.		Ostasien.		Diff.
22½°	Alipur (Kalkutta)	18.4	Viktoria (Hongkong)	15.3	3.1
31°	Maltan	12.5	Shanghai	2.1	10.4

Also herrscht jedenfalls eine viel höhere Temperatur in Indien, wobei noch bemerkt werden muß, daß beide Stationen Indiens eine viel kontinentalere Lage haben als die Stationen Ostasiens, mit welchen sie verglichen werden. Der Unterschied der Wintertemperatur zwischen Indien und Ostasien wächst mit der Breite: die Ursache ist darin zu suchen, daß der Wintermonsun Ostasiens eine viel kräftigere Luftströmung ist und große Massen kalter Luft aus höheren Breiten bringt.

Im März, im Norden Indiens aber erst im April, fängt die Jahreszeit an, welche als die heiße oder die heiß-trockene bezeichnet wird. Aus der Tabelle 1 ist zu ersehen, daß im März die höchste Temperatur unter etwa 15 N. Br. auf dem Plateau von Dekhan herrscht, wo sie auf Höhen von über 400 m nahezu 30° erreicht. Im April ist die größte Hitze schon am Wendekreise und nördlich davon in den Zentralprovinzen und dem nördlichen Guzerat.*) Im Mai ist die Gegend der höchsten Temperatur hier und weiter nördlich bis nach Radschputana und dem westlichsten Teile der Nordwestprovinzen. Es werden Mitteltemperaturen bis zu 34° (Agra) erreicht.

Den Luftdruck und die Windrichtung dieser Monate habe ich schon früher erwähnt. Da die Erhitzung des Bodens durch die Sonne intensiv ist, so müssen wir hier natürlich einen sehr großen Einfluß der Tageszeit auf die Winde erwarten und wirklich finden wir in dem Teile Indiens, welcher in diesen Monaten besonders warm ist, äußerst starke, heiße und trockene Winde am Tage und häufige Windstillen in der Nacht.

Die Hitze und Trockenheit derselben ist so groß, daß man schon lange ein Mittel ersonnen hat, um sich vor denselben zu schützen, man hängt nämlich Grasmatten an die Seite des Hauses, von wo der Wind kommt, und begießt sie mit Wasser. Die starke Verdunstung mildert die Temperatur bedeutend, so lange

*) In Indien wird mit diesem Namen nicht allein die Halbinsel, sondern auch die Kontinentalgegend im Osten bezeichnet.

der Wind dauert, d. h. von etwa 10 Uhr morgens bis Sonnenuntergang.

Diese Winde haben nicht den Charakter von Föhnwinden, sie sind trocken und heiß, wie die anderen Wüstenwinde der Erde, weil sie aus trockenen und heißen Gegenden wehen und bei ihrer Stärke und den hier sehr häufigen Wirbeln sehr viel erhitzten Staub mit sich führen und dabei die Temperatur der Luft noch mehr erhöhen.

Ein geringer Einfluß der Höhe auf die Temperatur in der trocken-heißen Zeit ist zu bemerken, so lange es sich um Massenerhebungen (Plauteaus) handelt, wenigstens um solche, wo der Boden sich eben so stark erhitzt als in den Niederungen. In der freien Luft und in den Gebirgen ist die Abnahme der Temperatur mit der Höhe gerade in dieser Jahreszeit am schnellsten. Desto schneller sinkt dann die Temperatur auf den Plauteaus vom Mai zum Juli, beim Eintritt der Regenzeit.

Im Winter ist die Temperatur dieser Plateaus auch nicht so niedrig, wie man erwarten sollte, es scheint, daß dann die kalte Luft nach unten abfließt, so daß die relativ kälteste Gegend dann an der unteren Dschamna und im mittleren Thale des Ganges zu suchen ist, etwa von Agra bis Patna.

In den Zentralprovinzen, auf Höhen von durchschnittlich über 1000 Fuß, ist die Temperatur des Mai auch eine sehr hohe, und nirgends in Indien sinkt die Temperatur so rasch vom Mai zum Juli, so z. B. in Dschabalpur und in Nagpur. Die Höhe mag dazu beitragen, aber mehr noch wohl die starken und anhaltenden Regen des Monsuns, wobei etwa doppelt so viel Wasser fällt wie in der Gangesebene.

Ich erwähne hier nur die Änderung der Temperatur mit der Höhe auf den Massenerhebungen (Plateaus), denn über die Gebirge Indiens und Ceylons verweise ich auf Kap. 11.

Wie oben bemerkt, ist die Abnahme der Temperatur bei dem Eintritt des Regenmonsuns ganz besonders merklich auf dem Plateau der Zentralprovinzen und West-Bengalens. Jedoch auch weiter nach N. ist sie keineswegs unbedeutend und zwar erstreckt sie sich so weit, wie überhaupt ergiebigere Monsunregen reichen. Noch im östlichen Pendschab (Lahore) ist die Abnahme der Temperatur von Juni bis Juli über 2°, im westlichen Pendschab ist sie ziemlich

unbedeutend, ebenso in Sind, denn hier ist die Regenmenge auch im Juli klein und auch Bewölkung und relative Feuchtigkeit nehmen nur wenig von Mai bis Juli zu. Die Übergangszone von den reichlicheren Monsunregen der Gangesebene und der Zentralprovinzen zu den sehr spärlichen des westlichen Pendschab und Sind hat eigentlich in der Regenzeit sehr verschiedene Temperaturen. Sind die Regen ergiebig, so ist auch die Temperatur niedriger und wenig verschieden von derjenigen am mittleren Ganges: ist hingegen der Regenmonsun schwach entwickelt, oder fängt er später als gewöhnlich an, so dauert auch die hohe Temperatur bis Juli oder August fort. Ich muß überhaupt bemerken, daß, wie aus der Tab. 2 zu ersehen ist, wir in Indien während des Sommermonsuns eine bedeutende Bewölkung finden, welche jedenfalls die Sonnenstrahlen sehr mildern muß.

Ich habe schon früher des Unterschiedes zwischen dem südöstlichen und nordwestlichen Himalaya in der dort fallenden Regenmenge gedacht, aber dieser Unterschied ist keineswegs auf diese Verhältnisse allein beschränkt; er erstreckt sich auch auf die Temperatur, wie die folgende Tabelle zeigt, wo die Beobachtungen beider Orte auf das gemeinsame Niveau von 2000 m reduziert sind.

	Jahr.	Januar.	Juni.	August.
$33^1/_2$ N. Br. Marri	$13._0$	$3._4$	$21._4$	$18._8$
27^0 N. Br. Dardjiling	$12._9$	$5._5$	$17._4$	$16._8$

Aus dieser Tabelle ist zu ersehen, daß im nordwestlichen Himalaya die Temperatur nicht niedriger ist als im südöstlichen, denn der etwas kühlere Winter wird durch eine bedeutend höhere Temperatur im Sommer ausgeglichen.

Ich habe schon früher erwähnt, wie sehr in den Gegenden östlich vom untern Ganges die Temperatur in der heiß-trockenen Zeit niedriger ist als östlich davon (Kap. 13), ebenso auch meine Meinung geäußert, daß die ausgedehnten Wälder dieser Gegenden in ganz besonderem Maße die Temperatur der heißen Zeit mildern. Sehr interessant ist in dieser Hinsicht der Vergleich mit dem Innern von Britisch-Birma, welches noch mehr entfernt ist von dem Zentrum der Wärme in den heißesten Gegenden Vorderindiens im April und Mai, wo aber die Wälder weniger ausgedehnt und dicht sind. Während sich im Sibsagar in Ober-

Assam die Temperatur des Mai nur auf 25.6^0 erhebt, in Silchar auf 26.4^0, im April aber bedeutend niedriger ist, finden mir in Thayetmyo in Birma 29.9^0 im April und 29.8^0 im Mai. Dann sinkt die Temperatur sehr rasch im Juni beim Eintritt der Regen, welche hier sehr ergiebig sind.

Im Jahresmittel ist die wärmste Gegend Indiens im Osten der Halbinsel zu finden, etwas nördlich von Madras, und dies darum, weil hier noch die Masse der Halbinsel groß ist, die Winde im Sommer Landwinde sind und zu dieser Jahreszeit keine ergiebigen Regen fallen. Die Westküste im Gegenteil hat sehr ergiebige Regen im Sommer und daher eine niedrigere Temperatur.*) Der Unterschied der Temperatur der beiden Küsten ist namentlich für ein Tropenland nicht unbedeutend, denn die Jahrestemperatur unter 16^0 N. Br. ist an der Ostküste 28.2^0, an der Westküste 26.2^0. Äußerst warm sind auch im Süden der Halbinsel einige nicht hoch gelegene Thalstationen, so z. B. Madura 150 m hoch, 27.7^0, während Negapatam an der Küste 27.5^0 hat. In Ceylon ist auch ein Unterschied der Temperatur zu bemerken, die trockenere Ostküste der Insel ist etwas wärmer als die feuchtere Westküste. In diesen Fällen haben die S.W.-Winde der Sommermonate an den Ostküsten Indiens und Ceylons teilweise den Charakter von Föhnwinden. (Siehe Kap. 11)

Im Juni und Juli scheint das nördliche Sind und die östlich davon gelegen Bikanir-Wüste die höchsten Temperaturen in Indien zu haben, ja diese Temperaturen gehören überhaupt zu den höchsten beglaubigten Mitteltemperaturen, die auf unserer Erde beobachtet wurden. Dasselbe ist auch über die Maximaltemperaturen in diesen trockenen Teilen von Indien zu bemerken. Auch die niedrigen Teile Beludschistans und des südlichen Persien gehören zu denjenigen, wo die Temperatur im Sommer sehr hoch steigt und zwar ist sie wahrscheinlich noch höher im Innern als an der Küste, darum, weil im Sommer die Seewinde selbst von

*) Ich erwähne hier nicht spezieller die gediegenen Beobachtungen des Colaba-Observatoriums in Bombay, welche ich schon zu den graphischen und anderen Tabellen des täglichen Ganges des Luftdrucks und der Winde benutzt habe. Eine sehr ausführliche und reich illustrierte Bearbeitung dieser Beobachtungen ist in Ch. Chambers Climate of the Bombay Presidency enthalten.

einem so warmen Wasserbecken, wie es der Persische Meerbusen ist, die Temperatur mildern; dies zeigt uns unter anderem der Vergleich der Temperaturen von Jakobabad im oberen Sind und von Karatschi an der Indusmündung. Im Juni ist die Mitteltemperatur am ersten Orte 35.5^{0}, am zweiten 30.4^{0}.

Aus der Übersicht des Ganges der Hydrometeore im Laufe des Jahres ist wohl schon im voraus klar, daß die tägliche wie monatliche Amplitude der Temperatur in den Ebenen des nördlichen Indiens in der Regenzeit viel geringer sein muß als in der trockenen Zeit. Ich gebe ein Beispiel aus den Beobachtungen von Benares,*) welches noch ziemlich ergiebige und regelmäßige Regen des Sommermonsuns hat, in den Frühlingsmonaten aber schon in hohem Grade die Trockenheit der Ebene von Ober-Indien zeigt.

	Amplitude der Temperatur		relat. Feuchtigk.	Bewölkung	Regenmenge	% der Winde		
	tägl.	monatl.			mm	E.	W.	Windstille
Februar bis Mai	$19._{1}$	$27._{8}$	44	22	39	11	28	16
Juni bis September	$9._{6}$	$16._{3}$	77	64	910	30	21	18
Oktober bis Januar	$17._{9}$	$25._{1}$	19	19	74	8	22	23

Ich bemerke noch bei Gelegenheit dieser Tabelle, daß hier in der Ebene von Nord-Indien die Existenz der Monsune viel weniger durch große Änderung in der Witterung als durch eine große Änderung des Hydrometeore in den kontrastierenden Jahreszeiten zu erkennen ist. Interessant ist auch die Verschiedenheit der relativen Feuchtigkeit in der heiß-trockenen und in der kühlen Jahreszeit, während die Bewölkung nahezu dieselbe ist. Wie schon früher bemerkt, nimmt die Temperatur Indiens und der benachbarten Inseln äußerst langsam ab zwischen 6° und 32° N. Br. Dies wird durch den Wall der Gebirge im Norden, welche kalte Winde abhält und durch die bedeutende Masse des Festlandes, welche einer großen Erwärmung günstig ist, erklärt. Es ist überhaupt die langsamste Abnahme der Temperatur mit wachsender Breite auf einem bedeutenden Territorium, welche auf der Erde

*) Nach Untersuchungen von Hill. Indian. Meteor. Memoirs. Bd. I.

bekannt ist. So ist z. B. die Jahrestemperatur unter nahezu denselben Meridianen:

Galle, Ceylon	6°	N. Br.	$26._7$
Bombay	19°	N. Br.	$26._1$
Maltan, Pendschab (reduziert. auf d M. N.)	31°	N. Br.	$25._1$

Also auf 1° Breite zwischen 6 und 19° N. Br. $0._{05}$°, zwischen 19 und 31° N. Br. $0._{08}$°, zwischen 6 und 31° N. Br. $0._{06}$°. Für den Atlantischen Ozean haben wir eine Mitteltemperatur von $26._5$° unter 6° N. Br., $24._8$° unter 19° N. Br. und $21._5$° unter 31° N. Br., dies giebt zwischen 6—19° N. Br. eine Abnahme von $0._{13}$° auf 1° Breite, zwischen 19—31° N. Br. $0._{26}$°, zwischen 6—31° N. Br. $0._2$° auf 1° Breite. Also auf dem Atlantischen Ozeane ist die Abnahme der Temperatur mehr als dreifach so groß als in Indien unter denselben Breitegraden.

Ich habe am Anfang des Kapitels bemerkt, daß die Verteilung des Luftdruckes in Indien in den verschiedenen Jahreszeiten hauptsächlich eine thermische ist. Eine thermische Wirkung ist wohl auch darin zu sehen, daß, da Indien, namentlich das nördliche, bedeutend wärmer ist als das Mittel für die Erdoberfläche in denselben Breitegraden, auch der Luftdruck hier niedriger ist als in anderen Gegenden unter denselben Breitegraden. So u. a. auf dem Atlantischen Ozean unter 31° N.Br. 764, unter 7° N. Br. 759 mm. (Dieses und die folgenden Mittel des Luftdrucks sind auf das Meeres-Niveau und die Schwere von 45° reduziert.) Das Jahresmittel des Luftdrucks in Indien nimmt nicht zu von S. nach N., so z. B. haben wir im Süden anfangend: Kolombo (Ceylon), $756._4$, Andamanen $756._9$, Madras $756._8$, Bombay $756._8$, Kalkutta $755._6$, Sibsagar $756._9$, Agra $755._7$, Jakobabad $755._3$, Maltan $755._8$ mm.

Aus diesen Zahlen ist zu ersehen, daß der niedrigste Luftdruck in Sind zu finden ist, wo die Temperatur im Sommer am höchsten ist und die Hitze am längsten dauert, während im Süden der Halbinsel der Luftdruck höher ist, noch etwas höher in Sibsagar, in den dichten Wäldern von Assam. Noch klarer wird dies beim Vergleich von drei Orten, welche nahezu unter dem-

ſelben Breitengrade liegen, für den Juni, und zwar haben wir in dieſem Monat: Sibſagar 751.5, Agra 748.3, Jakosabad 747 mm. Hier iſt beſonders die raſche Abnahme des Luftdrucks zwiſchen Sibſagar und Agra und die viel langſamere weiter nach W. zu bemerken.

Kapitel 37.

Der malaiische Archipel und Australien.

Der malaiische Archipel im Süden vom Äquator, Neu-Guinea mit den benachbarten Inseln und der nördliche Teil Australiens (ungefähr bis zum 17° S. Br.) bilden das Gebiet des australischen Monsuns. Im Winter der nördlichen Halbkugel, wenn der Luftdruck auf dem asiatischen Festlande so hoch ist, sinkt er nicht nur bis zum Äquator, sondern auch noch weiter. Zu dieser Zeit ist die Luft im Innern Australiens stark erwärmt und verdünnt. Dieses ruft den Zufluß feuchter Luft zum malaiischen Archipel und dem nördlichen Australien, den W. und N.W. oder den feuchten Sommermonsun, hervor; es ist die Zeit der Regen.

Im Sommer der nördlichen Halbkugel ist der Luftdruck in den mittleren Breiten der südlichen Halbkugel höher, besonders im Innern Australiens, und von dort sinkt er ununterbrochen bis zu den mittleren Breiten der nördlichen Halbkugel auf dem asiatischen Festlande. Dieses verursacht Südostwinde, den trockenen Wintermonsun des nördlichen Australiens und des malaiischen Archipels.

Das australische Festland ist bedeutend kleiner als das asiatische, seine Bedingungen sind derartig, daß im Innern solche Unterschiede des Druckes nicht entstehen können. Die Gradienten sind gleichfalls kleiner, so daß überhaupt die australischen Monsune eine in jeder Beziehung weniger bedeutende Erscheinung sind als die asiatischen. Der Unterschied des Luftdrucks zwischen

der Insel Hongkong im südlichen China und der Insel Sweers im Golf von Karpentaria (17° S. Br.) erreicht 11_5 mm im Januar d. h. zur Zeit der größten Stärke des N.W.-Monsuns, oder auf das Meeresniveau reduziert: Hongkong $764._6$, Insel Sweers $753._1$ mm. Zwischen Singapore und der Insel Sweers, bei einem Breitenunterschied von 18°, ist die Druckdifferenz kleiner, nur $4._8$ mm. Daraus ist ersichtlich, daß hier bei weitem nicht so große Gradienten vorhanden sind als zur Zeit der Südwest-Monsune in Indien und auf den benachbarten Meeren.

Während des Winters der Südhemisphäre, der Zeit des trockenen S.E.-Monsuns, sind die Gradienten noch kleiner, so im Juli: Hongkong $754._3$, Singapore $756._9$, Insel Sweers $760._7$ mm.

Als malaiischer Archipel bezeichnet man eine ganze Reihe Inseln auf beiden Seiten des Äquators, einige von ihnen, namentlich Borneo, gehören zu den größten auf der Erdkugel. Alle diese Inseln sind gebirgig, viele von ihnen reich an Vulkanen, und auf zwei der allergrößten, auf Borneo und Sumatra, giebt es auch ausgedehnte Ebenen. Die Lage in der Nähe des Äquators, an den Ufern sehr warmer Meere, die reiche Gliederung der Erdoberfläche und die ergiebigen Regen führten dazu, daß die Vegetation an Reichtum und Mannigfaltigkeit fast nicht ihres Gleichen hat. Eine Ausnahme bilden die östlichen dieser Inseln, die Australien am nächsten gelegenen.

Infolge der Lage am Äquator und der Nähe der Meere ist die Temperatur in den Niederungen hoch und merkwürdig beständig; in letzter Beziehung kann man wenige Gegenden mit dem malaiischen Archipel vergleichen. An vielen Orten auf Java, Sumatra und Borneo ist der Unterschied zwischen dem wärmsten und kältesten Monat nur 1°. Auf der Insel Aszension mitten im Atlantischen Ozean, unter derselben Breite wie der südliche Teil Javas, ist dieser Unterschied $3._7$°.

Viele ziemlich bedeutende Höhen sind bewohnt, aber Beobachtungen über die Temperatur giebt es nicht höher als bis 300 m (außer solchen, die an einigen Tagen von Reisenden angestellt wurden).

Zwischen Batavia und Buitenzorg ist der Höhenunterschied 275 m, die Temperaturdifferenz $1._1$°, was $0._4$° auf 100 m ergiebt. Es ist klar, daß es bei so geringem Höhenunterschied schwer ist, Schlüsse zu ziehen: wenn infolge ungünstiger Aufstellung des

Thermometers in Buitenzorg*) die Temperatur auch nur um $0._4$ ° höher iſt, was ſehr möglich, ſo erſcheint der wirkliche Unterſchied $1._5$° oder $0._{54}$° auf 100 m. Ein dieſem ſehr ähnliches Maß der Änderungen mit der Höhe wurde zwiſchen Batavia und Pangerango, einem der Berge des weſtlichen Java, beobachtet, nämlich $0._{56}$° auf 100 m, während einiger Tage des Mai.**)

In Batavia wurden während 18 Jahren ſtündliche Beobachtungen gemacht und in ſo ausgezeichneter Weiſe***) bearbeitet, daß man ſogar in Europa nichts dem Ähnliches finden kann. Die Verhältniſſe Batavias ſind typiſch für einen großen, dem Äquator am nächſten gelegenen Teil der Tropen†) und daher habe ich auf Tab. XXIII einen Überblick über den täglichen Gang einiger meteorologiſchen Elemente Batavias gegeben.

Luftdruck (Höhe 7 m ü. d. M.). Der höchſte iſt im September im Mittel $759._{20}$, der niedrigſte im Mai $758._{10}$ mm. In den Regenmonaten vom Januar bis März herrſcht mittlerer Druck. Nichtperiodiſche Schwankungen ſind ſehr gering, mittlere monatliche Schwankungen gegen 6 mm (von $5._{58}$ im Juli bis $6._{67}$ im Januar), die mittlere jährliche Schwankung iſt $8._{62}$, und in allen 18 Jahren $10._{92}$ mm. Ich erinnere zum Vergleich daran, daß an vielen Orten mittlerer Breiten die mittlere monatliche Schwankung in den Wintermonaten mehr als 40 mm beträgt, (z. B. in Upernivik in Grönland $48._1$, in St. Petersburg $41._0$) und in Reykjawik in Island die ganze Schwankung mehr als 90 mm war.

Bei ſo geringen Schwankungen können die Abweichungen des Druckes in den einzelnen Monaten vom mehrjährigen Mittel nicht groß ſein, die mittleren Abweichungen der Monatmittel ſind $0._4$ mm vom Mai bis zum September und nur im Januar $0._9$ mm, die Abweichungen des Jahresmittels ſind $0._{31}$ mm. Die größte Abweichung nach oben, im Auguſt 1877, war $1._{68}$, nach unten $1._{64}$, im Januar 1870.

*) In Batavia ſind die Beobachtungen auf dem Obſervatorium gemacht; hier iſt die Aufſtellung der Inſtrumente eine ausgezeichnete.

**) Junghuhn, Java.

***) Results of the Observations at the magnetical and meteorological Observatory of Batavia. Im Ganzen 6 Bände.

†) Siehe die Charakteriſtik der Breiten, die dem Äquator am nächſten gelegen ſind, am Ende des 16. Kapitels.

Bemerkenswert ist, daß im Jahre 1877 der Druck um 1.09 mm höher war als das mehrjährige Mittel. Er war höher im Laufe von 22 Monaten, vom September 1876 bis zum Juli 1878. Dasselbe fand statt in einem bedeutenden Teile des tropischen Gürtels, zu beiden Seiten des Äquators.

Tägliche Schwankungen der Temperatur (für ganze Stunden). Die mittlere Amplitude fürs Jahr ist $5.9°$, in den Trockenmonaten: August $7.3°$, September $7.0°$; in den Regenmonaten: Januar, Februar $7.4°$. Die tägliche Amplitude wird sehr verringert durch die Feuchtigkeit der Luft und des Bodens, die Nachbarschaft des Meeres und die Vergrößerung der Bewölkung in den nachmittäglichen Stunden.

Die mitttleren monatlichen Schwankungen der Temperatur sind sehr gering: von $8.1°$ im Februar bis $11.1°$ im August und September.

Trotzdem also die tägliche Amplitude so gering ist, beträgt sie doch mehr als die Hälfte der monatlichen Schwankungen, im August sogar mehr als $^6/_{10}$. Dieses beweist, bis zu welchem Grade die nichtperiodischen Schwankungen gering sind. Die mittlere Schwankung im Laufe des Jahres ist im ganzen $12.5°$, und für alle 18 Jahre $16.7°$ (d. h. in dieser ganzen Zeit hat man keine Temperatur über $35.6°$ und unter $18.9°$ beobachtet).

Die Regenmenge verteilte sich in folgender Weise unter die verschiedenen Stunden, die tägliche Menge = 100 gerechnet),

	12—3 a. m.	3—6	6—9	9—12	12—3 p. m.	3—6	6—9	9—12
Jahr	12	9	8	8	15	19	15	13
Januar	20	16	13	9	12	8	9	13
Mai	2	1.4	2	9	24	20	29	12
Oktober	6	4	2	7	18	40	20	3

Aus dieser Tabelle ist ersichtlich, daß zur Zeit des regenreichen Monsuns (Januar) mehr Regen in der Nacht fällt als am Tage, besonders viel von 12—3 morgens, aber in den übrigen Monaten im ganzen mehr von 3—6 abends. Die Extreme unter den Monaten, auch wenn wir die größte mittlere Regenmenge einer Stunde nehmen, sind der Januar und der Oktober, der erste giebt von 1—2 a. m. 7.4 Prozent, der Oktober

von 5 — 6 p. m. $17_{.6}$ Prozent. In derselben Stunde hat der Januar das Minimum, $1_{.8}$ Prozent. Folglich sind in den trockenen Monaten Regen und Gewitter des aufsteigenden Stromes am häufigsten, nicht aber in den Regenmonaten.

Die größte Regenmenge in vierundzwanzig Stunden ist nicht so groß, wie man in einem so regenreichen Klima es erwarten könnte, nämlich 186 mm am 24. April 1882. Unter den 19 Jahren ergaben 8 nicht mehr als 90 mm an einem Tage. In Kap. 2 sind Beispiele von noch reichlicheren Regen in den mittleren Breiten angeführt.

Jedoch die stündlichen Maxima sind groß und gehen bis $88_{.5}$ mm. Aus der Zusammenstellung dieser Daten ist schon ersichtlich, daß die Regen gewöhnlich nicht andauernd sind.

Aus der Tabelle ist ersichtlich, wie sehr verschieden die Verteilung der Niederschläge in Batavia im Vergleich zu Indien ist. Dort fällt überall, mit Ausnahme des Pendschab (und dem westlichen Himalaya) und des südlichen Teiles der Halbinsel, in den Wintermonaten weniger als 1 Prozent der Jahresmenge, in Batavia aber fällt, im trockensten Monate, gegen 3 Prozent.

Also sind hier die Monsune in sehr gemilderter Form vorhanden. Dieses ist ersichtlich sowohl aus dem jährlichen Gange des Luftdruckes, als auch daraus, daß im Winter der südöstliche Monsun fast täglich mitten am Tage durch Seewinde unterbrochen wird.

Im Innern des westlichen Java ist der Unterschied zwischen der trockenen und feuchten Zeit des Jahres noch weniger bemerkbar. Hier ist beständiger Wechsel von Regen und Sonnenschein, selten gehen 5—6 Tage, fast niemals 15 Tage ohne Regen vorüber, aber selten sind auch Tage ohne Sonne. Es ist selten, daß man ein so vorzügliches Klima finden kann, wie in den Bergen Javas zwischen 800 und 1500 m über d. M. Viele Europäer leben auch auf solchen Höhen, um so mehr, da hier die besten Bedingungen für Kaffeeplantagen vorhanden sind. Überhaupt bieten die Niederschlagsverhältnisse des malaiischen Archipels sehr verwickelte Verhältnisse, welche uns durch das jetzt existierende, dichte Netz von Regenstationen zugänglich werden.*)

*) S. Rainfall in the East Indian Archipelago. Von dieser Publikation des Observatoriums von Batavia sind 6 Jahre erschienen, 1879—84.

Die jährliche Regenmenge ist auf Borneo, den Molukken, den kleinen Inseln zwischen Borneo und Sumatra, und auf letzteren selbst (mit Ausnahme von Atjeh), an allen Stationen über 200 cm, an vielen über 300, selbst in der Ebene, an 2 an der Westküste von Sumatra und auf Amboïna über 400 cm. Die Nordküste und nördliche Ebene des westlichen und mittleren Java hat sehr nahe an 200 cm, das gebirgige Innere mehr, einige an den Nordabhängen der Gebirge und in deren Nähe gelegene Stationen von West- und Mitteljava sind die regenreichsten des ganzen Archipels, so Buitenzorg 482, Denarang 481*) cm. Der Osten von Java, namentlich die Nordküste, ist viel trockener, die Regenmenge beträgt unter 150 cm, im Inneren mehr. Auch die östlich von Java gelegenen Inseln sind viel trockener.

Aus dieser Übersicht wird klar, daß der malaiische Archipel zu den regenreichsten Gegenden der Erde gehört, daß aber die regenreichsten Stationen doch nicht so viel Wasser im Jahre erhalten als einige in Indien, namentlich Cherrapongé. Solch' enorm große Mengen sind überall ganz lokal, und es ist wahrscheinlich, daß sich im Archipel Orte finden, wo mehr als 500 cm im Jahre fallen, aber wahrscheinlich wird doch die Menge von Cherrapongé nicht erreicht, denn es giebt im Archipel keine so mächtige Monsunströmung wie in Indien.

Wie im indischen Monsungebie der Osten von Ceylon, so haben die Südküsten der Molukken eine den meisten anderen Gegenden entgegengesetzte Periode der Regen: während des S.E.-Monsuns fällt am meisten. Auch im Süden von Java ist dies teilweise der Fall.

Im westlichen Teile dieser Insel ist die Gegend südlich von Batavia bemerkenswert, denn nicht nur wächst die Regenmenge rasch nach S., sondern es ändert sich auch deren Verteilung auf die Monate, trotzdem die Höhe wenig verschieden ist, und selbst noch Buitenzorg auf derselben Seite der Gebirge liegt.

*) 6 Jahre.

Regenmenge nach 6-jährigen Beobachtungen.

Abstand von der Küste km		Jahr cm	Prozente der Regenmenge Januar	April	August	Novemb.
7	Batavia	195	21	7	2	8
17	Passar Mingo	215	17	10	3	11
33	Depok	300	12	9	5	12
43	Bodjong Gedeh	368	11	10	7	12
58	Buitenzorg	482	11	8	6	11

Also wächst nicht nur die jährliche Menge nach Süden, ihre Verteilung wird auch verschieden und zwar immer gleichmäßiger auf die Monate. In Buitenzorg fällt in allen Monaten mehr als in Batavia, aber im Januar ist der Unterschied klein (539 mm gegen 402), im April und November hat aber Buitenzorg mehr als doppelt so viel, im August über das Achtfache (263 gegen 33 mm). Mir ist keine Gegend der Erde bekannt, wo auf so kleine Entfernungen, bei fast derselben Höhe und ohne trennende Gebirge, die Menge und Verteilung der Regen so differiert.

Schon in Buitenzorg, ebenso auch im gebirgigen Preanger und an der Südküste von Java, fällt die größte Regenmenge im November. Dies sind hauptsächlich Gewitterregen nach dem zweiten Zenithstande der Sonne.

Im Osten der Insel fällt weniger Regen, und diese kleinere Menge konzentriert sich immer mehr auf wenige Monate, der Unterschied der Trocken- und Regenzeit wird schärfer, namentlich im Norden der Insel. Dies hat auch einen Einfluß auf die Vegetation, welche immer weniger üppig wird. Ähnlich ist auch der Charakter der Regen auf Bali, Lombok, Sumbowa, Timor ꝛc. Als noch sehr wenig Regenbeobachtungen vorlagen, so war der Schluß erlaubt, dies hänge besonders von der Breite ab: je näher dem Äquator, desto gleichmäßiger wären die Regen auf die Monate verteilt, je südlicher, desto schärfer zeigte sich eine trockene Zeit. Dies ist nur in geringem Grade der Fall, wie folgende Tabelle zeigt.

Breite.		Prozente der Jahresmenge. Dezember bis Februar	Die 2 trockensten Monate.
1° S. Br. — 1° N. Br. Bergland Padang	Sumatra	31	9
1½° — 3° S. Br. Südost-Ebene	Sumatra	35	8
2° —3½ S. Br. Südborneo		35	7
5° S. Br. Südcelebes		64	1
7½° —8° S. Br. Nordküste Ostjava		56	2
6½° —7¼° S. Br. Gebirge von Westjava		29	10
6¼° S. Br. Nördliche Ebene, Westjava		42	7

Also ist in Südcelebes, unter 5° S. Br. die Regenzeit von der Trockenzeit viel schärfer geschieden, als im Norden von Java, 2° bis 3° südlicher, und das Bergland von Westjava hat noch gleichmäßiger verteilte Regen als das Bergland Padang auf Sumatra, unter dem Äquator.

Im großen und ganzen ist die trockene Zeit desto schärfer markiert, je näher an Australien, und dies ist wohl eine der Hauptursachen, warum der Osten von Java sich in dieser Hinsicht von dem Westen unterscheidet und warum auch im Süden von Celebes die trockene Zeit eine lange ist. Je näher an Australien, desto trockener der S.E.-Monsun, denn desto weniger hat er Zeit, über den Meeren wieder Wasserdampf aufzunehmen.

Im nördlichen Sumatra ist eine doppelte Regenzeit, die Maxima fallen auf Juni und November, die Minima auf Februar und Juni. Weiter im Norden, auf den Andamanen und Nikobaren, fallen die Maxima auf Juni und Oktober.

Über die große Insel Neu-Guinea besitzen wir nur sehr wenig Nachrichten. Der S.E.- und N.W.-Monsun sind auch dort vorhanden und es fällt viel Regen, wobei im Süden der Insel diejenigen des S.E.-Monsuns vorwalten.

Auf dem Kontinente Australien existiert jedenfalls das Zentrum einer Cyklone im südhemisphärischen Sommer, einer Anticyklone im Winter, und da es nur im Osten Gebirge giebt und auch dort nicht hohe, so entstehen im Winter vorwaltende Landwinde, im Sommer Seewinde. Jedoch nur im Norden haben diese Winde die Regelmäßigkeit von Monsunen, im Süden sind

sie veränderlich. Dies wird durch zweierlei Umstände erklärt. Der Gradient wird im Süden kleiner, während die nichtperiodischen Änderungen größer werden. Im ganzen wächst in Australien der Luftdruck von der Nordküste bis zu etwa 35° S.Br. und nimmt dann wieder ab. So z. B. haben, reduziert auf das Meeres-Niveau und die Schwere des 45°, 700 mm +:

		S. Breite	Jahr	Januar	Juli
Insel Sweers) Queens-		17°	57.6	53.1	60.7
Brisbane) land		27½°	61.3	58.2	64.3
Sydney, N.S.W.		34°	61.7	59.3	63.6
Hobarton, Tasmania,		43°	59.0	56.8	60.2
Kape Otway	Viktoria	39°	62.2	60.9	64.0
Melbourne	Viktoria	38°	62.2	59.8	64.6
Albury*)	Viktoria	36°	62.2	58.1	65.3
Port Augusta	Süd-australien	32½°	62.3	58.3	65.8
Alice Springs*)	Süd-australien	23½°	60.3	54.5	65.5
Daly Waters*)	Süd-australien	16°	56.1	51.6	60.3
Port Darwin	Süd-australien	12½°	55.5	52.4	58.2

Windrichtung in %:

Winter

	N.	NE.	E.	SE.	S.	SW.	W.	NW.
Nordküste	11	9	18	37	16	2	2	4
Ostküste	6	8	3	6	15	20	28	14
Südküste	26	13	14	10	8	5	3	21
Westküste, 32° S.Br.	3	31	13	7	8	12	8	17

Sommer

	N.	NE.	E.	SE.	S.	SW.	W.	NW.
Nordküste	34	16	11	4	4	4	6	19
Ostküste	7	27	16	18	18	6	3	5
Südküste	7	3	8	20	30	18	7	7
Westküste, 32° S.Br.	0	10	17	15	12	32	9	5

Im Norden von Australien, bis etwa 17° S. Br., haben die Regen einen Monsuncharakter, und zwar sind hier die drei Wintermonate ganz regenlos, im Sommer fällt aber viel Regen, so daß die jährliche Regenmenge bis 200 cm und darüber beträgt.

*) Stationen im Innern.

Die Oſtküſte iſt auch im ganzen regenreich, aber die Regen ſind gleichmäßiger auf die Jahreszeiten verteilt, jedoch mit Vorwalten der Sommer- und Herbſtregen. An der Küſte iſt die Regenmenge überall über 100 cm. Sie wird noch größer an den Bergſeiten, wo teilweiſe ſehr große Regenmengen fallen, und auch die Vegetation die Feuchtigkeit bezeugt. Baumfarne kommen häufig vor. Auf der andern Seite der Berge fällt die Regenmenge gleich auf 45—60 cm im Jahre. Beiden Seiten der Gebirge iſt eine große Unregelmäßigkeit der Regen eigen. Lange Dürreperioden werden durch furchtbare Platzregen unterbrochen, welche die Flüſſe ſehr raſch füllen.

Je weiter nach Südoſt, deſto gleichmäßiger werden die Regen, in dieſem Klima haben wir die ausgezeichneten Beobachtungen Neumayers über Melbourne;*) unter anderem ſind auch Aufzeichnungen über die Regenmenge und die Zahl der Regenſtunden am Tage (6 a. m. bis 6 p. m.) und in der Nacht vorhanden.

	Mittlere Regenmenge		Zahl der Regenſtunden		mm Regen
	Tag	Nacht	Tag	Nacht	per Stunde
Frühling	80	87	55	65	1.38
Sommer	94	59	47	50	1.60
Herbſt	81	73	56	64	1.27
Winter	70	67	75	80	0.88
Jahr	324	285	232	258	1.38

Alſo ſind auch in dieſer ziemlich niederen Breite die Regen im ganzen wenig ergiebig, nur im Sommer geben ſie am Tage im Mittel 2 mm per Stunde. Wie zu erwarten war, iſt die Regenmenge am Tage viel größer im Sommer, im Winter nahezu dieſelbe wie in der Nacht.

In Adelaide, an der Küſte von Südauſtralien, ſind die Regen ſchon ſubtropiſch, noch mehr iſt dies der Fall in Perth, im ſüdlichen Teile von Weſtauſtralien. Den ſcharfen Gegenſatz gegen den Norden zeigt folgende Tabelle.

*) Discussion of the Meteor. Obs. made. at the Flagstaff Observatory Melbourne. Mannheim 1867.

		Prozente der Jahresmenge.	
	Breite	Winter	Sommer
Nordküste	13° S.	0	64
Perth	32° S.	58	3

Die Regenmenge in diesem Teile von Westaustralien ist etwas über 80 cm, also größer als weiter im Süden.

Über das Innere Australiens wissen wir leider noch sehr wenig. Jedoch deuten die Beobachtungen darauf, daß zwischen 17° —30° S.Br. wenig Regen fällt, meistens unter 20 cm, daß aber ganz regenlose Gegenden bis jetzt nicht bekannt sind. In den Breiten 17° — 30° S. walten im Inneren die Sommerregen stark vor, wie auch im Inneren anderer Kontinente unter denselben Breiten. In den meisten Gegenden des Inneren fällt also der Regen in kurzen Gewitterschauern im Sommer.

Die Ursache der Trockenheit des Inneren von Australien ist von derselben Art, wie in der Sahara: das Vorwalten von Winden aus kälteren Himmelsstrichen. Nur ist hier, bei den kleineren Dimensionen des Festlandes, auch die Trockenheit weniger extrem.

Wie steht es mit der Temperatur, ist im Innern Australiens ein so warmer Sommer anzunehmen, wie in der Sahara? Wahrscheinlich nicht, jedoch sehr groß wird der Unterschied nicht sein, schon die Mitteltemperatur des Januar im Innern von Neu-Südwales deutet darauf hin, hier sind in 30° S.Br. Mitteltemperaturen von über 29° gefunden worden, in Alice Springs unter dem Wendekreise aber 31.8°. Da in der Nähe Berge und Gewässer sind, so sind höhere Sommertemperaturen im Westen, d. h. im Innern von Westaustralien, zu erwarten. Die größere Sonnennähe im Sommer der Südhemisphäre darf auch nicht vergessen werden. Jedenfalls herrschen im Innern von Australien höhere Sommertemperaturen als im Innern der beiden anderen Kontinente der Südhemisphäre, denn in Südamerika ist der Osten feucht und reich an Vegetation, zum Teil an Wäldern, und der trockenere Westen ist hoch, der größere Teil von Südafrika ist gleichfalls hoch.

Da es im Innern von Australien im Sommer sehr heiß ist, im Süden aber der Luftdruck nicht viel höher ist, an vielen Tagen selbst niedriger, so sind „heiße Winde" aus dem Inneren häufig genug an der ganzen Südküste, und bringen eine sehr hohe Tem-

peratur und geringe relative Feuchtigkeit. Sie werden dann von kühlen Seewinden abgelöst, so daß die Veränderlichkeit von Tag zu Tag sehr groß wird. So kommt es denn auch, daß die mittleren Jahresmaxima an der Südküste überall über 40° steigen, so z. B.: in Adelaide 43.9°, Melbourne 41.3°, während die Mitteltemperatur der wärmsten Monate hier nur 19.1° beträgt. Aber in diesem ist die Temperatur an der australischen Küste extrem. Man kann sich so ausdrücken, daß Melbourne den Winter von Süditalien, den Sommer von Mitteldeutschland hat, aber jährliche Maxima höher als an der Küste von Algerien und Ägypten aufweist. Die Ostküste Australiens (Sydney, Brisbane) ist vor den heißen Winden durch die Gebirge etwas geschützt.

Viel gemäßigter noch ist die Temperatur auf den südlich und östlich liegenden Inseln, Tasmanien und Neuseeland, wo selbst Engländer einen Sommer finden, der nicht wärmer ist als zu Hause (außer dem Norden von Neuseeland, und dies bei sehr milden Wintern, so daß selbst in dem südlichsten Teile Neuseelands der Juli über 5° hat; die jährliche Amplitude beträgt auf diesen Inseln nirgends 10°. Auch südlich von Neuseeland, auf den Auckland-Inseln, 51° S.Br. ist der Winter sehr mild. .

Tasmanien, Neuseeland ꝛc. befinden sich in der Zone des nach Süden abnehmenden Luftdruckes, welche diese Breiten der Südhemisphäre charakterisiert, im Jahresmittel ist er im Meeresniveau: 761.0 in Mongonui (35° S.Br.) und 757.2 mm in Southland ($46^1/_2{}^0$ S.Br.), weiter nach Süden ist die Abnahme viel rascher. Daher sind Westwinde vorwaltend und zwar im Süden sehr heftige, weil auch im Westen Meer und die Luftbewegung im ganzen lebhaft ist, wenn auch Stürme seltener sind als auf den britischen Inseln.

Wie in einem solchen Seeklima zu erwarten, sind die Differenzen der Extreme und die unperiodischen Schwankungen unbedeutend.

In Neuseeland erhebt sich auf der Südinsel ein hohes Gebirge nahe der Westküste, daher müssen ergiebige Regen fallen, während im Osten die Regenmenge viel kleiner ist, so z. B.: Hokitika (W.-Küste) 287, Christchurch (E.-Küste) 66 cm; an den W.-Abhängen der Gebirge sind viel größere Regenmengen zu erwarten. In dieser Hinsicht stimmt die Westküste

Neuseelands mit denjenigen Skandinaviens, Großbritanniens, Nordamerikas überein, aber nicht in der Verteilung der Regen im Jahre: in Neuseeland fällt nahezu gleich viel in allen Jahreszeiten, während an den genannten Westküsten der Nordhemisphäre die Herbst- und Winterregen vorwalten. Hier sind die Regen in diesen Jahreszeiten ergiebiger, weil der Gradient von Süd nach Nord stärker ist als im Frühling und Sommer, weil sodann die Meere bedeutend wärmer sind, im Sommer aber umgekehrt. In und bei Neuseeland ist kein solcher Unterschied zu bemerken. Der Unterschied des Luftdruckes zwischen Mongonui und Southland ist 4.3 mm im Januar, 3.7 im Juli, also im Winter noch ein wenig kleiner als im Sommer, und die Inseln werden so sehr von starken Seewinden überweht, daß nahezu kein Unterschied der Mitteltemperatur über dem Lande und Meere existiert.

Die Faktoren, welche zu starken Regen im Westen Neuseelands führen, sind also in nahezu allen Jahreszeiten in gleicher Stärke vorhanden, daher ist auch die Regenmenge nahezu gleich groß.

Ich habe schon früher (Kap. 5) die klimatischen und geographischen Verhältnisse Neuseelands als für Gletscher sehr günstig erwähnt, und da sie bis zu Regionen herabsteigen, wo die Jahrestemperatur etwa 10^0 beträgt, so findet man in deren Nähe eine üppige Vegetation.

Kapitel 38.

Indiſcher, Stiller und Südlicher Ozean.

Der Indiſche Ozean iſt bedeutend größer als der Atlantiſche und ſein Unterſchied von dem letzteren beſteht außerdem noch darin, daß er gegen die kalten ſüdlichen Meere noch mehr offen iſt und im N. nur bis zum Wendekreis des Krebſes reicht und daß daher keine direkte Verbindung mit dem Arktiſchen Ozean und überhaupt mit den kälteren nördlichen Meeren ſtattfindet. Im Atlantiſchen Ozean ſind die Verhältniſſe derart, daß eine große Menge warmen Waſſers aus den Tropen teilweiſe ſelbſt aus den ſüdlichen, in die nördlichen mittleren Breiten gebracht wird. Im Indiſchen Ozean iſt wegen der Lage ſo etwas unmöglich und es müßte daher die Temperatur der Oberfläche des Waſſers in ſüdlichen Breiten wärmer ſein als im Atlantiſchen. Vom Wendekreiſe bis zum 40° S.Br. iſt dies wirklich der Fall, nach Süden zu nimmt die Temperatur raſch ab; jedoch iſt zu bemerken, daß der Indiſche Ozean ſehr wenig erforſcht iſt. Das Rote Meer, welches mit ihm zuſammenhängt, iſt das wärmſte auf der Erdoberfläche. Der Einfluß der warmen und ſehr ſalzigen Unterſtrömung aus dieſem Meere auf die mittleren Tiefen des Indiſchen Ozeans in ſeiner Nähe iſt früher erwähnt.

Als die Meeresſtrömungen noch wenig erforſcht waren und ziemlich ſchematiſch betrachtet wurden, erſchien auch eine kalte Strömung von S. längſt der Weſtküſte Auſtraliens auf unſeren Karten.

Es ſchien natürlich, daß eine ſolche exiſtieren ſollte, da ſehr

mächtige kalte Strömungen längs der Weſtküſten von Südafrika und Südamerika längſt bekannt waren. Jedoch es iſt jetzt bekannt, daß dem nicht ſo iſt, d. h. daß keine kalte Strömung in dem öſtlichen Teile des Indiſchen Ozeans zu finden iſt. Die Urſache des Unterſchiedes des Indiſchen Ozeans beſteht in folgendem: es giebt hier keine mächtige Strömung aus hohen Breiten der ſüdlichen Halbkugel, wie diejenige, welche die ſüdafrikaniſche Strömung erzeugt, und der auſtraliſche Kontinent erſtreckt ſich nicht ſo weit nach S., um, wie der ſüdamerikaniſche, von der durch ſtarke Weſtwinde der mittleren ſüdlichen Breiten erzeugten Bewegung der Gewäſſer getroffen zu werden. Daher fehlt auch eine ſolche Strömung in dieſem Ozean. So giebt es im Indiſchen Ozeane nur eine mächtige und beſtändige Strömung, die Moſambique-Strömung, welche, aus der Äquatorial-Strömung des Ozeans entſtanden, in der Nähe der Küſte von Afrika zwiſchen dieſem Kontinente und der Inſel Madagaskar nach S. zieht. Sie iſt alſo ein Analogon der braſiliſchen Strömung des Atlantiſchen Ozeans. Im nördlichen Teile des Indiſchen Ozeans giebt es keine, das ganze Jahr vorwaltende Strömungen, ſondern dieſe wechſeln mit den Monſunen und ſind im Winter N.E., im Sommer S.W., freilich auch durch Untiefen in ihrer Richtung beeinflußt.

Der S.E.-Paſſat iſt im Indiſchen Ozean regelmäßig entwickelt, aber nur ſüdlich von 8°—10° S. Br. das ganze Jahr beſtändig vorhanden. Nördlich davon iſt er nur im Winter regelmäßig, im ſüdhemiſphäriſchen Sommer aber giebt es einen N.W.-Monſun, von reichlichen Regen begleitet, und zwar nicht nur an den Küſten der Kontinente und Inſeln, ſondern auch auf offenem Meere. Dieſer Monſun kann als die weſtliche Fortſetzung der auſtraliſchen Monſune gelten. Äußerſt ſcharf iſt der Kontraſt mit den Verhältniſſen in denſelben Breiten des Atlantiſchen Ozeans, wo grade hier der S.E.-Paſſat am regelmäßigſten, namentlich bei der Inſel Aszenſion, weht. Die nächſte Urſache des Unterſchieds iſt in dem weniger hohen Luftdruck an der Polargrenze der Paſſate im Indiſchen Ozean zu ſuchen, ebenſo in der viel höheren Temperatur der Waſſeroberfläche und der Luft, namentlich in dem öſtlichen Teile des Indiſchen Ozeans, im Vergleiche mit dem öſtlichen Teile des Atlantiſchen. Der Unterſchied

ist besonders im Sommer bedeutend. Die Wirkung ist in vielen Verhältnissen zu sehen, namentlich auch darin, daß es im südatlantischen Ozean keine Cyklonen giebt, im Indischen aber eine Region häufiger und sehr starker Cyklonen, namentlich bei den Maskarenen, östlich von Madagaskar. Diese Cyklonen sind in vieler Beziehung den westindischen sehr ähnlich. Sehr verheerende Cyklonen giebt es auch in der Nähe der Keeling-Insel, südwestlich von der Sundastraße (12° S. Br., 97° E. L.).

Der Indische Ozean, nördlich vom Äquator, befindet sich unter dem Einflusse der N.E.- und S.W.-Monsune Südasiens. Daher haben wir das folgende Schema des Luftdrucks und der Winde in dem mittleren und östlichen Teile des Ozeans und der benachbarten Länder: während des nördlichen Winters ist der Luftdruck am höchsten im Norden von Indien und nimmt von dort ab bis 10° S. Br. und auf dem australischen Kontinente bis 17° S. Br. Die Winde sind N.E. nördlich vom Äquator, weiter werden sie allmählich N.W. Aus dem östlichen Teile des Ozeans wird die Luft nach dem Innern von Australien gezogen. Während des nördlichen Sommers ist der Luftdruck am niedrigsten im N.W. von Indien und in Beludschistan, am höchsten unter etwa 30° S. Br. und die Luft strömt nach N. erst als S.E.-Passat, weiter, etwas nördlich vom Äquator, als S.W.-Monsun. Es ist interessant, den Übergang dieser Winde ineinander zu betrachten.

So ergiebt sich z. B. nach Beobachtungen holländischer Schiffe, im Juni, Juli und August in %:

Breite.	E.-Länge.	N.	N.E.	E.	S.E.	S.	S.W.	W.	N.W.	still.
10°—15° S.	80°—90°	1	3	17	63	12	1	1	0	2
5—10	80—90	3	9	22	40	10	8	7	2	2
0—5	75—85	1	3	22	23	15	12	14	5	5
0—5 N.	80—90	1	0	0	5	18	43	24	7	2
5—10	80—90	0	1	2	3	9	57	23	2	3
10—15	85—90	0	0	0	2	10	64	13	3	9

Aus obiger Tabelle ist der allmähliche Übergang von dem S.E.-Passate zum S.W.-Monsune sehr gut zu erkennen. Es fehlt eine Gegend der Windstille in der Nähe des Äquators, diese sind besonders selten von 0°—5° N. Br. und viel häufiger im

Bengaliſchen Meerbuſen (10°—15° N. Br.). Ich bemerke noch, daß von 0°—5° S. Br. die Winde durch die Nähe Sumatras zum Teil geſtört ſind.

Eine Unterſuchung über die Regenverhältniſſe des Indiſchen Ozeans wurde kürzlich von v. Danckelmann geliefert. Wenn auch die Beobachtungen in vielen Regionen des Ozeans ſehr ſpärlich ſind, ſo iſt es doch möglich, bedeutende Unterſchiede gegen den Atlantiſchen Ozean zu bemerken. Im letzteren iſt unter dem Äquator, im öſtlichen Teile, der Juli nahezu regenlos, die benachbarten Monate ſehr regenarm.

Breite.	Länge.	Regenreichſte Monate.	Regenärmſte Monate.
0° —8° S.	80° —100° E.	75 Dezember 72 Juli	42 November 45 Auguſt
8° —12° S.	80°—120° E.	67 Juli 61 März	20 Oktober 29 November
12°—20° S.	80°—120° E.	66 Juli 63 Mai	13 Oktober 25 September
12°—20° S.	20°—50° E.*)	92 März	8 Juli
30°—36° S.	20°—50° E.	54 Auguſt	26 Januar
30°—36° S.	80°—120° E.	75 Auguſt	28 Januar
36°—50° S.	20°—50° E.	74 Aug., Sept.	49 März
	50°—80° E.	83 Aug., Oktbr.	49 Januar, Februar, April
	80°—120° E.	80 Auguſt	39 Februar

Aus obiger Tabelle iſt zu erſehen, daß im öſtlichen Teile des Indiſchen Ozeans von 0°—8° S. Br. eine große Regenwahrſcheinlichkeit in allen Monaten beſteht, teilweiſe auch von 8°—12° S. Br., wobei auch im Winter (Juli) häufig Regen fällt. Für den mittleren und weſtlichen Teil des Ozeans führt von Danckelmann keine Beobachtungen an, zwiſchen 12°—20° S. Br. iſt hier eine ſcharfe Scheidung der Jahreszeiten vorhanden, ſehr häufige Regen im Sommer, ſehr ſeltene im Winter, im Oſten des Ozeans regnet es unter dieſer Breite am häufigſten in den kühleren Monaten.

*) Sehr wenig Beobachtungen.

Auf der Karte von Danckelmanns finden wir auf dem ganzen Ozeane von 8° S. Br. an vorwaltende Winterregen angedeutet, für den westlichen Teil des Ozeans ist dies nicht richtig, wie, außer den Beobachtungen auf dem Meere zwischen 8° — 12° S. Br., auch die Beobachtungen auf Bourbon und Mauritius zeigen. Jenseits des 25° ist wohl auch auf diesem Teile des Ozeans ein Vorwalten der Winterregen anzunehmen; zwischen 30° — 36° S. Br. ist es entschieden vorhanden, zwischen 36° — 50° regnet es auch häufiger im Winter als im Sommer, aber in allen Monaten häufiger als in niedrigeren Breiten.

Der Stille Ozean ist, wie bekannt, der größte der Erdoberfläche und leider noch ziemlich wenig erforscht. Einige Hilfe gewähren uns jedoch meteorologische Beobachtungen auf den Inseln dieses Ozeans. Hier giebt es auch Äquatorialströmungen, welche, wie die Äquatorialströmungen des Atlantischen Ozeans, zur Erwärmung des Wassers in den mittleren Breiten beider Halbkugeln beitragen. Es giebt wärmere Strömungen längs der Ostküsten von Australien und Neuseeland, die erstere ist regelmäßiger und stärker. Auf der nördlichen Halbkugel wendet die Strömung bei Formosa um und strömt dann als breiter, warmer Strom (Kuro-Siwo)*) längs der S.E.-Küsten der Japanischen Inseln, weiter wird er von den vorwaltenden Westwinden erfaßt und weiter nach Osten gedrängt. Dieser warme Strom trägt viel zur Erwärmung der Westküste von Amerika bei, wie der Golfstrom zu derjenigen von Westeuropa, aber die Verlängerung des Kuro-Siwo wird durch Inseln und Untiefen daran gehindert, bis jenseits des 60° N. Br. vorzudringen.

Längs der Westküste von Südamerika fließt eine sehr bedeutende kalte Strömung von Süden, der Humboldt-Strom. Früher wurde er als eine eigentliche Polarströmung aufgefaßt, jetzt aber sind richtigere Vorstellungen darüber vorhanden. Es ist ein Strom, der seinen Ursprung den vorwaltenden Westwinden der mittleren südlichen Breiten verdankt: bis in die Nähe des südamerikanischen Kontinents gekommen, wendet er sich nach N. Eine Polarströmung ist er also nicht, jedenfalls aber eine kalte Strömung. Eis ist hier niemals beobachtet worden.

*) Japanesisch „Schwarzes Salz" und nicht schwarze Strömung, wie gewöhnlich angeführt wird.

In den höheren ſüdlichen Breiten giebt es wohl kalte Strömungen, aber keine, welche nur annähernd der mächtigen Labradorſtrömung des Atlantiſchen Ozeans zu vergleichen wäre.

In der Nähe des Äquators iſt die Temperatur der Oberfläche des Waſſers im Stillen Ozeane bedeutend höher als im Atlantiſchen, und in dem mittleren und weſtlichen Teile reicht das warme Waſſer auch bedeutend tiefer hinab. Dies hängt wahrſcheinlich davon ab, daß es hier ſehr viele Inſeln und Korallenriffe giebt, daß das warme Waſſer alſo nicht ſo ſchnell durch Winde und Strömungen bewegt wird, wie in dem inſelarmen Atlantiſchen Ozean.

Der öſtliche Teil des Stillen Ozeans iſt auch faſt frei von Inſeln, alſo ſind die Verhältniſſe denen des Atlantiſchen viel ähnlicher. Auch die Exiſtenz einer kalten ſüdhemiſphäriſchen Strömung und eines hohen Luftdrucks an der Polargrenze des S.E.-Paſſats ſind Erſcheinungen, welche der Stille Ozean mit dem Atlantiſchen gemein hat und in welchen er ſich von dem Indiſchen ſehr unterſcheidet. Auch darin iſt eine Ähnlichkeit mit dem Atlantiſchen Ozeane zu erblicken, daß die Zwiſchengrenze der Paſſate das ganze Jahr nördlich vom Äquator bleibt.

Im Sommer reicht ſie ſogar bis 10—12° N. Br. und in der Nähe der Küſte von Nordamerika, bis zu 20° N. Br.*)

Der N.E.-Paſſat des Stillen Ozeans iſt regelmäßiger als derjenige des Atlantiſchen, was zum großen Teile durch die Größe des Raumes und die geringe Zahl der Inſeln erklärt wird. Zwiſchen 150—180° W. findet ſich gar kein Zwiſchenraum des S.E.- und N.E.-Paſſats, ſie folgen unmittelbar auf einander. Es giebt auch keine Region von Windſtillen, veränderlicher Winde und häufiger Regen und unter dem Äquator regnet es hier faſt gar nicht. So war auf der Inſel Baker unter 170° W.L. während unſeres Winters der Wind E. bis N.E., im Sommer E. bis S.E. In beiden Jahreszeiten war er ſehr ſtetig, ein wahrer Paſſat, der Himmel faſt beſtändig klar und in $4^1/_2$ Monaten fielen von Oktober bis Februar nur 4.7 cm Regen; da in dieſen Monaten unter dem Äquator überall mehr Regen fällt als in

*) Kerhallet, considerations duerales sur l' Océan Pacifique. Pilot Chart of Atlantic. Pacific and Indian Ocean, herausgegeben von der engliſchen Admiralität.

den anderen, so wird wohl im Jahre nicht mehr als 9 cm fallen, also eine Menge, welche auf den Kontinenten in Wüsten fällt. Auch weiter westlich auf der Insel Malden unter 4° S. Br. 155° W. L. fällt wenig Regen. Das Jahr 1867 gab 3.3, das Jahr 1868 34.5 cm. Neun Monate, vom Dezember 1866 bis August 1867, waren ganz regenlos. Die bedeutenden Guanolager auf diesen Inseln zwischen 5° N. Br. und 5° S. Br. bestätigen auch die Regenarmut, denn wie bekannt, bilden sich solche Lager nur in regenarmen Gegenden.

Auf der Hawaii-Gruppe (Sandwich-Inseln) weht im Sommer der N.E.-Passat, im Winter aber fallen auch Regen mit S.W.-Winden und der Passat ist dann unterbrochen, hier also reichen die Passate im Winter kaum über 21° N. Br. Die Ostabhänge dieser Inseln, wie auch die meisten tropischen Inseln des Stillen Ozeans, erhalten, mehr Regen, weil der Passat sich längs der Abhänge erhebt und dabei Abkühlung und Kondensation eintritt. Die größere Regenmenge ist auch an der üppigen Vegetation zu erkennen.

Der S.W.-Monsun der südlichen Halbkugel erstreckt sich außer auf Neu-Guinea auch auf einige Inseln östlich davon, wie auf Neu-Britannien, die Salomon-Inseln ꝛc. Aber auch weiter nach Süden und Westen zwischen sehr zahlreichen Inseln dieses Teiles des Ozeans ist der S.E.-Passat nur im Winter regelmäßig, im südhemisphärischen Sommer aber wird er häufig durch N.- und N.W.-Winde unterbrochen, und die Regen sind in dieser Jahreszeit häufig und stark. Bei den Fidschi- und Samoa-Inseln sind zu jener Jahreszeit Cyklonen nicht selten und wahrscheinlich bilden sich auch außer den großen verheerenden Cyklonen kleinere, wie die in Indien in der Regenzeit häufig beobachteten. Die Wärme der Oberfläche des Wassers, der kleine Unterschied des Luftdrucks zwischen dem Äquator und den mittleren Breiten und die zahlreichen hohen Inseln erklären die Unterbrechung des Passats und die Regen des Sommers. Auf den Nord- und Westabhängen dieser Inseln regnet es hauptsächlich von Dezember bis März, wenn der Passat unterbrochen ist. Auf den Süd- und Ostabhängen giebt es ergiebige Regen in allen Monaten und die Verteilung ist eine unregelmäßige. Am regenreichsten scheinen die Fidschi-Inseln zu sein, wo selbst auf der Westabhang über 200 cm fallen, auf der Südabhang 628 cm.

Auf der Insel Rapa, welche ganz isoliert unter $27^1/_2°$ S. Br. 144° W. L. liegt, herrscht der Passat 8 Monate im Jahre, von Mai bis Mitte September herrschen W.-Winde. Die mittlere Jahrestemperatur ist etwa $20.5°$, die des wärmsten Monats (März) $23.2°$, die des kältesten (September) $17.8°$. Die Bewölkung ist groß in allen Monaten, von Oktober bis April fielen 149 cm Regen.

Höchst interessant sind Beobachtungen auf zwei Inseln in mittleren und südlichen Breiten, welche freilich kein ganzes Jahr dauerten, aber uns erlauben, die mittleren Jahrestemperaturen annähernd zu bestimmen.

Insel St. Paul $38^3/_4°$ S. Br. Jahr 12.6, Dezbr. 14.5, Juli 10.7

Insel Kerguelen 49° S. Br. Jahr 4.2, Dezbr. 6.6, Jan. 6.8, Juli 1.8

Wir erhalten daraus eine Abnahme der Temperatur per Breitegrad: Jahr $0.81°$, Dezember $0.76°$, Juli $0.88°$, also sind hier die Änderungen rascher als in den Seeklimaten der nördlichen Halbkugel unter denselben Breiten.

Dir Mitteltemperatur des Jahres auf Kerguelen ist viel niedriger als im Seeklima unter denselben nördlichen Breiten, wo sie im Mittel etwa zu $10.4°$ anzunehmen ist. Nur im Innern und im Osten von Asien und Nordamerika giebt es unter 49° N. Br. etwas niedrigere Jahrestemperaturen. Der Sommer in Kerguelen aber ist so kalt, daß auf der nördlichen Hemisphäre nichts Ähnliches bis zum 60° N. Br. vorkommt. Natürlich hängt diese niedrige Temperatur der Luft von der Eisschmelze auf der Insel selbst ab, teilweise auch von den Winden, welche die Insel vom Ozeane erhält.

In Neumayers Vortrag „Notwendigkeit und Durchführbarkeit der antarktischen Forschung“ *) finden wir folgenden Vergleich der Luft- und Wassertemperaturen in entsprechenden Breiten der Nord- und Südhalbkugel:

„Die gegebenen Werte sind in einem jeden Falle für die ziemlich ausgedehnten Gebiete, innerhalb welcher die Beobachtungen stündlich gemacht worden sind, geltend. Diese Gebiete haben für die Breiten nördlich und südlich von 60° und 65° eine Längenausdehnung von etwa 20°; S. M. S. „Challenger“ befand sich zur angegebenen Zeit in einer mittleren Länge von 90° E. und der „Voringer“ in einer solchen von 10—12° W.

*) Verhandlungen des fünften deutschen Geographentages.

	Temperatur der Luft.							Temperatur des Wassers
	Mittel.				Absolute Extreme.			
	aus Max. und Min.	Max.	Min.	Diffr.	Max.	Min.	Diffr.	Mittleres Max.
	°	°	°	°	°	°	°	°
Im Febr., südl.:	−0.6	+0.6	−1.9	2.5	+2.8	−6.0	8.8	+0.2
Im Juli, nördl.:	+9.3	+11.1	+8.8	2.3	+12.7	+7.0	5.7	+10.4
Differenz:	10.5	10.5	10.7	—	9.9	13.0	—	10.2

Betrachten wir noch zwei andere Gebiete in ähnlicher Lage, wie die soeben behandelten, nur etwa 10° weiter nach dem Äquator hin gelegen, so erhalten wir folgende Zusammenstellung, wobei zu bemerken ist, daß für die nördliche Hemisphäre die betreffenden Beobachtungen abgeleitet sind aus einer Anzahl von bei der Seewarte in den Jahren 1878 und 1884 eingegangenen Schiffsjournalen, während für die südliche Hemisphäre meine eigenen an Bord des „La Rochelle" im Jahre 1856 ausgeführten, stündlichen Beobachtungen benutzt wurden. Noch sei bemerkt, daß im Norden die mittlere Breite 53° ist, während im Süden etwa die gleiche mittlere Breite angenommen werden kann.

In beiden zur Beleuchtung der klimatologischen Unterschiede gewählten Fällen erkennt man denselben Charakter der ozeanischen Gebiete im Norden und im Süden. Die letzteren zeigen gegen die ersteren eine Temperatur-Verringerung von 8 bis 10 Graden, was sowohl auf die Temperatur der Luft, als des Wassers Anwendung findet; der ozeanische Charakter der Gebiete läßt sich auch in dem geringen Betrage der mittleren täglichen Wärmeschwankung erkennen. Daß hier für die nördlichen Gebiete die Eigentümlichkeit der Beeinflussung durch eine größere Nähe kontinentaler Massen eine Beleuchtung erfährt, während in den entsprechenden geringen Werten des Südens der Charakter der Wasserhemisphäre hervortritt, kann wohl als erwiesen angesehen werden. Der in diesen Verhältnissen hervortretende Gegensatz müßte noch eine schlagendere Beleuchtung erfahren, wenn es möglich sein würde, auch für die Wintermonate beider Hemisphären ähnliche Tabellen zusammen zu stellen."

Weiter betrachtet er die mittleren Temperaturen der Oberfläche des Wassers in südlichen Breiten.

„Durch die zahlreichen Schiffe, welche das meteorologische Journal auf See führen, sind wertvolle Beobachtungen über Temperatur der Luft und des Oberflächenwassers, über Luftdruck ꝛc. auch in höheren südlichen Breiten — zum wenigsten soweit südlich, wie sich die Handelsstraßen hinziehen, — gesammelt worden. Von besonderem Interesse erscheinen hier die auf Grund dieser Beobachtungen geführten Untersuchungen über die Meerestemperatur. Wenn man nämlich für die Extrem-Jahreszeiten, beispielsweise für die Monate Februar und August, den Verlauf der Wasser-

Ungefähre mittlere Breite 53°	Temperatur der Luft.							Temperatur des Waſſers.
	Mittel:				Abſolute Extreme:			
	aus Max. und Min.	Max.	Min.	Diffr.	Max.	Min.	Diffr.	Mittleres Max.
	°	°	°	°	°	°	°	°
Im Jan., ſüdl.:	+ 3.7	+ 5.3	+ 2.3	3.0	+ 7.5	0.0	7.5	+ 3.8
Im Juli und Aug., nördlich:	+ 12.3	+ 13.0	+ 11.5	1.5	+ 16.5	+ 8.2	8.3	+ 12.8
Differenz:	8.6	7.7	9.2	—		8.2	—	9.0

iſothermen verfolgt, ſo finden ſich gewiſſe Unterſchiede, die infolge der Lage unſerer Kenntniſſe von der antarktiſchen Zone durchaus nicht ſofort erklärt werden können. Zur Begründung des hier Geſagten mögen die folgenden Eigentümlichkeiten des Verlaufes und der Schwankungen in dem Verlaufe der Iſothermen von 10.0^0 C. und 4.5^0 C. hervorgehoben werden. Für den Wintermonat Auguſt zieht ſich die erſte Kurve mit geringen Schwankungen in einer Mittellage längs dem 41. Breitengrad um die ſubantarktiſche Zone, während die zweite Kurve erhebliche Schwankungen in ihrem Verlaufe zeigt; ſie nähert ſich in den Gebieten zwiſchen $0.^0$ und 115^0 E. bis auf einige Breitengrade der erſteren und weicht im Stillen Ozeane mehr als 10 Breitegrade von ihr ab. Der thermiſche Gradient iſt im ſüdlichen Indiſchen Ozean von 41^0 bis 56^0 S. Br. erheblich größer als im ſüdlichen Stillen Ozean. Vergleicht man den Verlauf und die Lage der beiden Kurven in dem Sommermonate Februar, ſo findet man, daß dieſer Unterſchied mehr und mehr verſchwindet; die Kurve von 4.5^0 iſt minder beeinflußt, während die 10^0-Kurve ſich im Stillen Ozean nähert und im Indiſchen Ozean nur wenig ihre Lage ändert. Eine vergleichende Zuſammenſtellung der Verſchiebungen der beiden Kurven vom Februar bis Auguſt ergiebt, daß die Verſchiebung der 10^0-Kurve zwiſchen 30^0 W. und 110^0 E. im Mittel 2.4^0 der Breite, indeſſen für das Gebiet zwiſchen 110^0 E. und 70^0 W. (ſüdl. Stiller Ozean) dieſelbe 8.2^0 beträgt. Die mittlere Verſchiebung der 4.5^0-Iſotherme iſt beträchtlich kleiner (4.0^0) als die mittlere Verſchiebung der 10.0^0-Kurve (5.5^0), und zeigt erhebliche Unregelmäßigkeiten in den verſchiedenen Gebieten des Ozeans; ſo iſt ſie zwiſchen 70^0 W. und 60^0 E. 5.8^0, zwiſchen 60^0 E. und 160^0 E. 3.2^0 und zwiſchen 160^0 E. und 70^0 W. nur 2.7^0. Dieſe Unterſchiede in dem Verlauf beider Kurven laſſen ſich, was auch ſchon wegen der großen Ausdehnung der Gebiete gleich großer Verſchiebungen nicht angenommen werden kann, auf die Strömungen im Ozean allein nicht zurückführen, da die Kurven auch in demſelben Gebiete gleicher Luftſtrömungen liegen.“*)

Dann folgt eine Zuſammenſtellung der Temperaturen der Stationen unter den höchſten Breiten der ſüdlichen Halbkugel, wo Beobachtungen im Winter gemacht wurden.

*) l. c. Seite 186. 187.

Inseln. Name.	S. Br.	Zeit. Monat.	Temperatur der Luft. Mittel.	Mittel der Max.	Mittel der Min.	Differenz.
	0		0	0	0	0
Kerguelen	49.0	Februar	5.5	13.5	1.2	12.3
		Juli	2.6	7.2	—2.2	9.4
		Jahr	3.9	10.2	—0.5	9.7
Falkland	51.7	Februar	9.2	12.9	5.5	7.4
		Juli	2.8	5.1	0.5	4.6
		Jahr	6.5	9.5	3.5	6.0
Südgeorgien	54.5	Februar	5.4	8.4	2.4	6.0
		Juli	—2.3	0.4	—5.2	5.6
		Jahr	1.4	4.1	—1.2	5.3
Feuerland (Orange-Bay)	55.5	Februar	8.9	15.7	4.3	11.4
		Juli	3.2	6.0	2.0	4.0
		Jahr	5.4	9.6	2.3	7.3

Bei der Beurteilung der klimatischen (Temperatur-) Verhältnisse auf den Inseln des südlichen Meeres hat man nächst der geographischen Breite die größere oder geringere Entfernung von den Kontinenten in Betracht zu ziehen. Je weiter entfernt von allen Festlandsmassen, desto mehr sind die Bedingungen für eine Übereisung der Inseln gegeben, sobald der fünfzigste Breiten-Parallel überschritten ist. Kerguelen, welches mit den Falkland- und den Auckland-Inseln nahezu auf derselben Breite liegt (noch ungefähr $1^1/_2{}^0$ nördlicher), hat bei einer von Afrika und Australien nahezu gleich großen Entfernung eine merklich niedrigere Jahrestemperatur als beide. Die Jahresschwankungen sind bei den genannten Inseln überhaupt sehr gering und mit Recht wurde bezüglich der Kerguelen-Inseln hervorgehoben, daß sie bei niedriger Jahrestemperatur wohl das gleichmäßigste Klima der Erde und die Bedingungen für eine Vergletscherung in auffallender Weise zeigen" *).

Die mittleren Breiten der südlichen Halbkugel (40—60°) zeichnen sich durch äußerst beständige und starke Westwinde aus. Aus der folgenden Tabelle ist zu ersehen, daß zwischen 40—60° S.Br. im Sommer N.W.-Winde vorwalten, im Winter W.-Winde. Für die höheren Breiten haben wir leider nur Beobachtungen während des Sommers und zwar fangen vom 65° S.Br. an die S.-Winde vorzuwalten, südlich vom 70° S.Br. walten E.- und S.E.-Winde entschieden vor, d. h. die Luft strömt selbst im Sommer von den Eisanhäufungen in der Nähe des Südpols auf das Meer. Da auch der Luftdruck in diesen höchsten Breiten etwas höher gefunden wurde als zwischen 65 und 70° S.Br., so ist es also wahrscheinlich, daß auf dem Eise der höchsten südlichen Breiten wegen der niedrigen Temperatur selbst im Sommer der Luftdruck höher ist als auf den benachbarten Meeren. Desto mehr ist dies für den Winter wahrscheinlich. Grönland bietet uns ein lehrreiches Beispiel in dieser Hinsicht. Dort steigt auch der Luftdruck polwärts und nördliche Winde sind im Winter selbst dort vorherrschend, wo im Sommer südliche angetroffen werden.

*) l. c. S. 184.

Winter.

S. Breite °	Länge °	N.	N.E.	E.	S.E.	S.	S.W.	W.	N.W.	Still
45—50	60— 68 W.	21	7	3	5	5	18	23	18	2
55—60	65— 70 W.	13	7	6	5	7	16	24	21	2
50—55	120—165 W.	6	9	11	8	10	16	26	14	0
40—45	130—140 E.	15	9	3	2	2	15	40	14	3
49*)	69 E.	15	2	0	1	0	15	34	33	4

Sommer.

45—50	60— 68 W.	18	11	5	6	10	17	17	16	3
55—60	65— 70 W.	12	7	4	1	4	13	29	30	4
50—55	120—165 W.	19	9	6	4	8	13	19	22	0
40—45	130—140 E.	14	5	2	1	4	18	34	20	1
49*)	69 E.	15	0	2	0	7	21	40	15	6
60—62	63— 38 W.	17	2	5	0	0	2	30	44	2
65—70	166—176 E.	11	12	13	13	14	15	13	9	2
60—65	5— 50 W.	9	13	16	14	19	17	5	7	4
70—79	160—176 E.	7	14	22	23	9	12	8	7	5

Welches auch die Hypotheſen über den Urſprung der großen Eisanhäufungen am Südpol ſind, ſo kann jedenfalls nicht bezweifelt werden, daß wir es hier mit einer ſehr großen Eismaſſe zu thun haben; ſie kann jedenfalls im Winter ſtark erkalten und der Luftdruck auch hier bedeutend höher werden als auf den umſchließenden Meeren. Zu dieſer Jahreszeit alſo müſſen die S.- und die E.-Winde ſtärker und regelmäßiger ſein als im Sommer.

Der niedrige Luftdruck in den Breiten 50° —70° S. findet ſich als ein ununterbrochener Ring um den Südpol herum. Auch auf der nördlichen Halbkugel finden ſich auf den Meeren Regionen niedrigen Luftdrucks in entſprechenden Breiten; aber der Unterſchied gegen den niedrigen Luftdruck in 50° —70° S. Br. beſteht darin, daß 1) dieſe Regionen weniger ausgedehnt ſind, 2) der Luftdruck in ihrem Zentrum weniger niedrig iſt, 3) daß er am niedrigſten iſt im Winter, höher im Sommer und beſonders im Mai. Der geringe Luftdruck zwiſchen 50° —70° S. Br. ſcheint, ſo weit die Beobach-

*) Inſel Kerguelen.

tungen reichen, keine ſolche jahreszeitlichen Änderungen zu zeigen. Der Luftdruck iſt bis etwa 55° S. Br. ziemlich gleichmäßig auf die Monate verteilt. Für höhere Breiten haben wir nur im Sommer Beobachtungen, jedoch halte ich es für wahrſcheinlich, daß jenſeits des 70° S. Br. der Luftdruck im Winter höher iſt als im Sommer.

Die Erforſchung der höheren Breiten der ſüdlichen Halbkugel iſt eine der wichtigſten Aufgaben unſerer Zeit. Viele Probleme der Wiſſenſchaft können nicht gelöſt werden, ſo lange wir dieſe Breiten nicht kennen, bei den jetzigen Mitteln der Wiſſenſchaft und Technik iſt es wirklich beſchämend, wie wenig wir über die ſüdlichen Breiten jenſeits des 45° S. Br. wiſſen. Man bedenke nur, daß wir keine Beobachtungen im Winter, ſüdlich vom $55^1/_2{}^0$ S. Br., haben und daß die höchſten ſüdlichen Breiten mehr als 40 Jahre vor unſerer Zeit erreicht wurden, und zwar in Segelſchiffen! Wie viel hier ſelbſt in kurzer Zeit zu thun iſt, erſieht man aus den wichtigen Reſultaten, welche die Überwinterungen auf den Inſeln Kerguelen und Süd-Georgien ergaben; und zwar liegt Kerguelen in der Breite von Paris und Stuttgart, Süd-Georgien in der Breite von Danzig.

Da jedoch in den letzten Jahren die Frage über die Erforſchung der höheren ſüdlichen Breiten wieder an die Tagesordnung gekommen iſt und im vorigen Jahre die höchſte Autorität in dieſen Dingen, Profeſſor Dr. Neumayer, einen Vortrag darüber gehalten hat, aus welchem oben Auszüge gegeben ſind, ſo habe ich nur eins zu bemerken. In der Klimatologie, wie in der Meteorologie, müſſen wir den ſchwierigen und langſamen Weg der Beobachtungen gehen und ſind nicht in der glücklichen Lage wie die Phyſiker und Chemiker, welche durch Experimente raſcher an das Ziel gelangen. Es iſt unter ſolchen Verhältniſſen beſonders günſtig, wenn einer der Faktoren ſich ändert, die andern aber dieſelben bleiben. Die ſüdliche Halbkugel erhält ebenſo viel Wärme von der Sonne wie die nördliche und ihre Verteilung auf die Jahreszeiten iſt dieſelbe, mit dem kleinen Unterſchiede, welcher durch die größere Sonnennähe zur Zeit der ſüdlichen Sonnenwende entſteht. Jedoch ein großer Unterſchied entſteht zwiſchen den beiden Halbkugeln dadurch, daß in den Breiten von 45°—70° im Norden Land und Meer nahezu in gleichen Pro-

portionen ſich finden, im Süden aber faſt gar kein Land vorhanden iſt. Das Klima der nördlichen Halbkugel in dieſen Breiten iſt uns in ſeinen Hauptzügen bekannt und der Vergleich mit den entſprechenden ſüdlichen Breiten, wenn die Materialien dazu geſammelt ſein werden, wird uns auf die großen Unterſchiede weiſen, welche durch verſchiedene Verteilung von Land und Meer entſtehen und uns jedenfalls helfen, die Theorie dieſer Erſcheinungen zu entwerfen.

Wir haben alſo ſehr wichtige Reſultate von der jedenfalls bald bevorſtehenden Erforſchung der höheren ſüdlichen Breiten auch in betreff beſſerer Kenntniſſe der Klimate des Erdballs zu hoffen.

Druck von G. Pätz in Naumburg a. S.

Verlag von Hermann Costenoble in Jena.

Henne-Am Rhyn, Otto, Kulturgeschichte des Judentums. von den ältesten Zeiten bis zur Gegenwart. 1880. XIV, 527 S. gr. 8. broch. . . . . 10 M.

Hohlfeldt, Paul, Dr. phil., Die Krausesche Philosophie in ihrem geschichtlichen Zusammenhange und in ihrer Bedeutung für das Geistesleben der Gegenwart. Von der philos. Fakultät der Universität Jena gekrönte Preisschrift. 1879. XIV, 146 S. 8. broch. 4 M.

Kohn, Albin und **Dr. C. Mehlis, Materialien zur Vorgeschichte des Menschen im östlichen Europa.** Nach polnischen und russischen Quellen bearbeitet und herausgegeben. I. Bd. M. 162 Holzschnitten, 9 lithogr. u. 4 Farbendr.-Taf. 1876. XI, 375 S. Lex. 8. broch. . . . . 16 M.

II. Bd. Mit 32 Holzschnitten, 6 lithogr. Taf. und 1 archäolog. Fundkarte. 1879. VIII, 352 S. Lex.-8. broch. . . . . 15 M.

Lenormant, François, Prof. der Altertumskunde an der Nat.-Bibl. zu Paris, **Die Anfänge der Kultur.** Geschichtliche und archäologische Studien. Autor. und vom Verf. revidierte und verb. Ausg. 2 Bde. 1875. I. Bd. VIII, 267 S., II. Bd. 309 S. gr. 8. br. 12 M.

Inhalt: I. Bd.: Vorgeschichtliche Archäologie. — Ägypten. II. Bd.: Chaldäa und Assyrien. — Phönikien.

— — **Die Magie und Weissagekunst der Chaldäer.** (Die Geheimwissenschaften Asiens.) Autor., vom Verfasser bedeutend verb. und verm. deutsche Ausgabe. 2 Teile in 1 Bd. 1878. XI, 571 S. gr. 8. broch. . . . . 14 M.

Lindner, Dr. phil. Bruno, Altindische Nominalbildung. Nach den Samhitâs dargestellt. 1878. 167 S. gr. 8. broch. 5 M. 40 Pf.

Lubbock, Sir John, Die Entstehung der Zivilisation und der Urzustand des Menschengeschlechts, erläutert durch das innere und äußere Leben der Wilden. Autor. Ausg. für Deutschland Nach der 3. verm. Aufl. aus dem Engl. von A. Passow. Mit einleitendem Vorwort von Rudolf Virchow. Mit 20 Illustr. in Holzschn. und 6 lithogr. Tafeln. 1875. XXIII, 472 S. gr. 8. broch. 12 M.

— — **Ursprung und Metamorphosen der Insekten.** Einzig autoris. Ausg. Nach der 2. Aufl. aus d. Engl. von W. Schlösser. Mit 6 Taf. und 63 Holzschn. 1876. XVII, 112 S. gr. 8. broch. 2 M. 50 Pf.

— — **Die Vorgeschichtliche Zeit.** Erläutert durch die Ueberreste des Altertums und die Sitten und Gebräuche der jetzigen Wilden. Autor. Ausg. für Deutschland. Nach der 3. Aufl. aus dem Engl. von A. Passow. Mit einleitendem Vorwort von Rudolf Virchow. Mit 228 Illustr. in Holzschn., einem Grundriß und 4 lithogr. Tafeln. 2 Bde. 1874. I. Bd. XXXII, 303 S.; II. Bd. XVI, 317 S. gr. 8. broch. . . . . 17 M.

Verlag von Hermann Coſtenoble in Jena.

Merkens, Heinrich, Das Gastmahl des Trimalchio. Ein Kultur- und Sittengemälde aus der Zeit des Kaisers Nero. Nach den Satiren des Petronius. 1876. IX, 76 S. 8. broch. 1 M. 80 Pf.

Morpurgo, Emilio, Mitglied des Ital. Parlaments, **Die Statistik und die Sozialwissenschaften.** Einzig vom Verfasser autor. deutsche Ausg. Aus dem Ital. Mit 3 lithogr. Tafeln und 1 Karte. 1877. VIII, 536 S. gr. 8. broch. . . . . 11 M.

Mothes, Dr. O., K. S. Baurath, **Die Baukunst des Mittelalters in Italien** von der ersten Entwickeluug bis zur höchsten Blüte. Mit 211 Holzschn. und 6 Farbendrucktafeln. 2 Bde. 1884. Lex.-8. 828 S. . . . . 42 M.

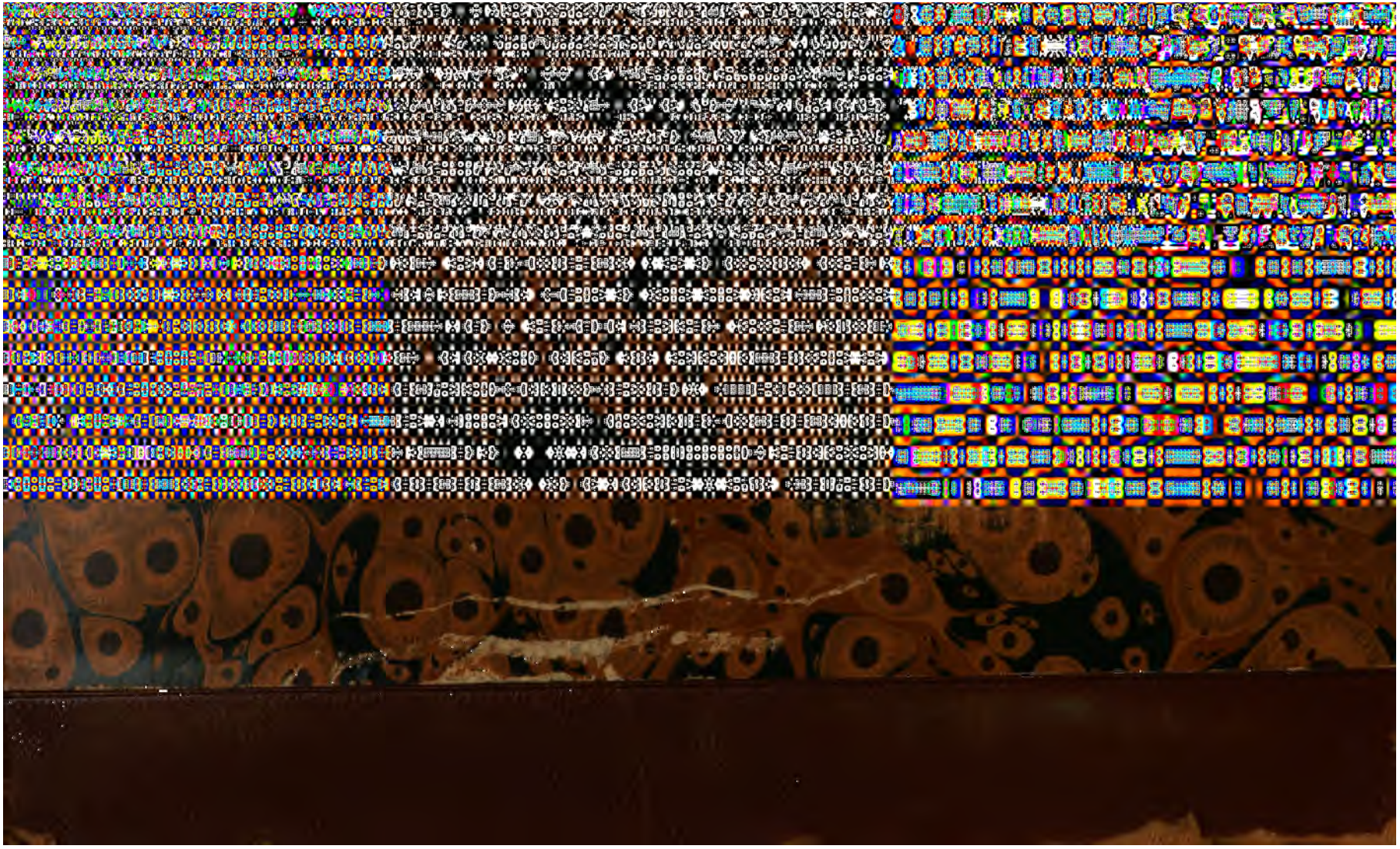
Müller, Sophus, Die nordische Bronzezeit und deren Periodenteilung. Autor. Ausg. für Deutschland. Aus dem Dänischen von J. Mestorf. Mit 47 eingedruckten Holzschn. 1878. 136 S. gr. 8. broch. . . . . 4 M.

Osthoff, Dr. Hermann, Forschungen im gebiete der indogermanischen nominalen stammbildung. I. teil. 1875. XIV, 212 S. gr. 8. broch. . . . . 6 M.

— — — — II. teil. Auch unter dem Titel: **Zur geschichte des schwachen deutschen adjectivums.** Eine sprachwissenschaftliche Untersuchung. 1876. VIII, 183 S. gr. 8. broch. . . . . 6 M.

Schrader, Dr. O., Sprachvergleichung und Urgeſchichte. Linguiſtiſch-hiſtoriſche Beiträge zur Erforſchung des indogermaniſchen Altertums. Ein ſtarker Band. gr. 8. brochiert 11 M.

Das Buch gibt eine Geſchichte des hiſtoriſchen Ganges der **linguiſtiſchen Paläontologie** nebſt Bemerkungen zur Methodik und Kritik der **ſprachlich-hiſtoriſchen Forſchung** und behandelt ferner die **Hauptfrage** der **Urgeſchichte**: Das Auftreten der Metalle beſonders bei den indogermaniſchen Völkern. Eine Reihe von Skizzen aus dem vorgeſchichtlichen Leben des Indogermanen bildet den Schluß des Werkes.

— — **Linguiſtiſch-hiſtoriſche Forſchungen zur Handelsgeſchichte und Waarenkunde.** I. Teil. gr. 8. eleg. broch. Preis 8 M.

Zuerſt werden die Urſprünge des Verkehrs zu Waſſer und zu Lande, die kaufmänniſche Terminologie, die Anfänge des Handels in Griechenland, Italien, dem Norden Europas, die Entwicklung des Geld-, Maß- und Gewichtsweſens eingehend erörtert. Hieran ſchließen ſich die wichtigſten Gegenſtände des Warenaustauſches und die Geſchichte der **Gewebeſtoffe**.